

8-31  
ce  
UNION GÉODÉSIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE

ASSOCIATION INTERNATIONALE D'HYDROLOGIE SCIENTIFIQUE

---

## CONGRÈS D'OSLO

du 19 au 28 Août 1948

---

U. of ILL. LIBRARY  
Résumés des Rapports scientifiques

JUL 7 1971

CHICAGO CIRCLE

---







UNION GÉODÉSIQUE ET GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE

---

ASSOCIATION INTERNATIONALE D'HYDROLOGIE SCIENTIFIQUE

---

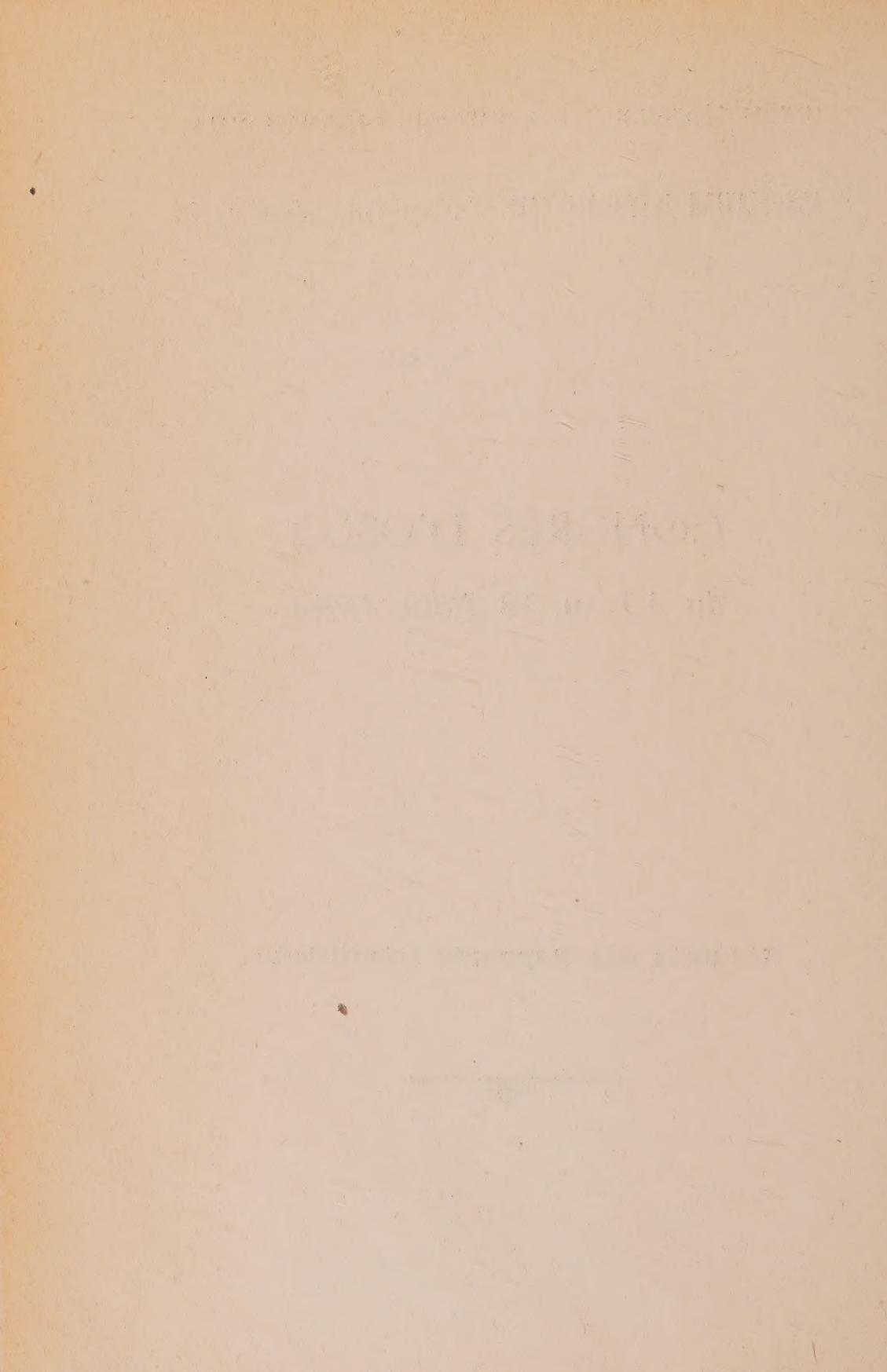
# CONGRÈS D'OSLO

du 19 au 28 Août 1948

---

**Résumés des Rapports scientifiques**





**COMMISSION DE LIMNOLOGIE**

1<sup>o</sup> Le débit de l'Ijssel est le facteur le plus important du remplissage. On détermine les débits journaliers. Dans un rapport de potamologie le problème de la prévision de ces débits sera traité;

2<sup>o</sup> En vue du grand nombre de stations de pompage et d'écluses on a choisi une grande région de polders de caractère analogue comme prototype;

3<sup>o</sup> On a également choisi un prototype constitué par une partie de ces terrains mêmes;

4<sup>o</sup> La précipitation est estimée par un assez grand nombre de pluviomètres sur le bord du lac;

5<sup>o</sup> On fait des mesures en isolant une petite partie de la surface du lac par un radeau à deux baquets. On expérimente avec une méthode selon laquelle le courant d'humidité qui se dégage de la surface est mesuré;

6<sup>o</sup> Pendant les étés arides les polders adjacents — exposés à l'effet des marais salants par l'évaporation et une infiltration d'eau saumâtre à travers le sous-sol — font entrer de l'eau douce du lac Ijssel. Les quantités sont déterminées suivant les méthodes connues de l'écoulement;

7<sup>o</sup> L'évacuation par les pertuis est facile à calculer étant donnés les niveaux en aval et en amont. Pendant les marées de tempête, l'évacuation est impossible et les eaux doivent être emmagasinées dans le lac, dont le niveau moyen monte;

8<sup>o</sup> Le stockage dépend du niveau moyen qui est calculé à l'aide d'une dizaine d'échelles enregistreuses.

#### IV. — LE BILAN D'EAU

Pour une année normale on arrive au bilan suivant. Les quantités sont exprimées avec des unités correspondant à une couche d'un centimètre sur le lac Ijssel (1 cm. : 30,2 × 106 m<sup>3</sup>).

1. Ijssel.....	282 cm.	5. Évaporation.....	66 cm.
2. Polders.....	50 —	6. Eaux supplétives.	83 —
3. Hauts terrains...	111 —	7. Évacuation.....	360 —
4. Précipitation.....	66 —	8. Stockage.....	— —
	<hr/>		<hr/>
	509 cm.		509 cm.

## DEUXIÈME QUESTION — STATISTIQUE

### LE NIVEAU MOYEN DU LAC IJSSEL

*par*

ADRIEN VOLKER.

#### I. — INTRODUCTION

Les intérêts qui se rattachent au niveau moyen du lac Ijssel sont les suivants :

- a)* Le drainage et la sécurité des digues des polders adjacents;
- b)* Le drainage des « Hauts terrains »;
- c)* La possibilité de faire entrer des eaux supplétives pendant les étés arides;
- d)* Les inondations militaires par les eaux du lac Ijssel;
- e)* L'influence en amont du niveau à l'embouchure de l'Ijssel;  
*a* et *b* demandent un niveau bas; *c* et *d* un niveau plus élevé; *e* demande un niveau correspondant avec l'ancien niveau moyen du Zuydersée (N. A. P.).

On a donc choisi deux niveaux différents : en été 20 cm. au-dessous de N. A. P. et en hiver 40 cm. au-dessous.

#### II. — ADMINISTRATION

Pour maintenir ces niveaux désirés, il faut faire une prévision du bilan d'eau à courte échéance et pour savoir à quel moment il faut passer du niveau d'hiver au niveau d'été on a besoin d'une prévision des apports à longue échéance.

#### III. — TYPES DE DÉNIVELLATIONS

Il y a premièrement des dénivellations du niveau moyen qui sont provoquées dans un but spécial. En 1940, 1944 et 1945 les autorités militaires ont rehaussé le niveau du lac Ijssel pour tendre des inondations, parfois en faisant entrer par pleine mer des eaux de la mer du Nord.

Plus importantes pour la question de ce rapport sont les dénivellations « naturelles » soit par les grandes crues des fleuves et fortes précipitations, soit par une évacuation arrêtée par des vents du nord-ouest, soit encore par une combinaison de ces deux circonstances.

#### IV. — DÉNIVELLATIONS DU NIVEAU MOYEN

Jusqu'ici on a eu les niveaux moyens extrêmes suivants :

Octobre	1932	+ 18	cm.	N. A. P.
Décembre	1932	—	1	—
Février	1937	+ 9		—
Janv.-fév.	1938	+ 3		—
Mai	1940	+ 18		—
Décembre	1940	—	8	—
Novembre	1944	+ 36		—
Février	1945	+ 17		—
Février	1946	+ 25		—
Janvier	1948	+ 10		—

(Intervention militaire aux périodes soulignées.)

A chaque période on peut faire jour par jour un bilan d'eau.

Le lac Ijssel étant encore tout jeune, on peut s'attendre à des dénivellations plus importantes dont il s'agit d'estimer les fréquences. Celles-ci dépendent d'ailleurs de la superficie du lac qui sera réduite par les assèchements progressifs.

### BRITISH HYDROLOGY SUB-COMMITTEE

#### REPORT ON LIMNOLOGY

REPORT BY CAPTAIN W. N. McCLEAN.

Subject No. 2. — Statistical Study of lake levels with special reference to the amplitude and duration of their fluctuations.

#### SUMMARY

In the great glen of Scotland, at the outlet of the 6 1/2 square miles of Loch Lochy, a record of the water levels of the Loch has been maintained, and the outflow from low water up to a very high flood has been measured. From records over 15 years, a method of forecasting an extreme flood, with the resulting amplitude and duration of water levels, has been deduced. A Table shows the results which have been obtained.

## TROISIÈME QUESTION MOUVEMENTS DES EAUX

---

### MOUVEMENT DES EAUX DANS LE LAC IJSSEL

*par*

ADRIEN VOLKER.

---

#### I. — INTRODUCTION

La plus grande distance qu'on trouve entre deux points de la côte du lac Ijssel est 90 kilomètres. Les profondeurs ne dépassent pas 5 mètres dans le sud, tandis que dans le nord le maximum est environ 10 mètres.

En vue de la situation hydrographique délicate des polders adjacents (jusqu'à 5 mètres au-dessous du lac) les observations du mouvement des eaux ont eu, avant tout, un but pratique.

#### II. — DÉNIVELLATIONS PAR LE VENT

Par le vent des différences de niveau de 4 mètres sont possibles; c'est en effet le phénomène le plus important, observé à l'aide d'une dizaine d'échelles enregistreuses. Il est intéressant de comparer les statistiques des vents avec les statistiques des niveaux.

La dénivellation joue un rôle important dans la détermination du niveau moyen du lac.

Sous l'influence des vents résultants il y a des différences entre le niveau moyen à une station sur le bord du lac et le niveau moyen général. La variation mensuelle de ces différences fournit une preuve de l'exactitude de la hauteur des zéros des échelles enregistreuses.

Le phénomène de la dénivellation est encore un facteur important dans la détermination des hauteurs des digues des nouveaux polders du Zuydersée. Il s'agit, comme toujours, de connaître les fréquences des grandes dénivellations. (Voir aussi les rapports des questions 1 et 2 de limnologie.)

Le même phénomène peut causer des courants dans les communications étroites entre des lacs. Des mesures spéciales sont faites pour mieux connaître les mesures nécessaires dans les cas pratiques.

### III. — COURANTS

Les courants provoqués par le vent influencent très visiblement la répartition des salinités dans les eaux du lac. Puisque des mesures périodiques sont faites, on peut observer l'influence du vent dominant au cours d'un certain intervalle assez court.

L'intervention militaire a donné lieu, à un moment donné, à des grands apports d'eau de mer aux écluses de la digue de barrage; on peut suivre la propagation de ces eaux dans le lac.

## COURANTS DANS LES RÉSERVOIRS ET LES LACS

*par*

L. J. TISON,

*Professeur à l'Université de Gand.*

---

Nous nous proposons particulièrement d'étudier les courants qui se produisent à la sortie des réservoirs et nous examinerons les deux cas ci-après indiqués :

#### 1<sup>o</sup> *Orifices de fond.*

C'est le cas qui se présente notamment quand l'eau du lac ou du réservoir alimente des turbines : la prise se fait, en général, vers le bas du réservoir. La stratification de l'eau sous l'action de la température amène les couches froides, les plus denses, vers le bas du réservoir.

Il en résulte qu'en été, l'eau froide emmagasinée pendant l'hiver est évacuée par les turbines ou autres orifices de fond, ce qui n'est pas sans inconvénients pour les installations d'aval (bains, abreuvoirs, etc..).

Les prises d'eau sont, en général, constituées par une canalisation débouchant horizontalement dans le réservoir. Les trajectoires à la sortie doivent avoir *a priori* la forme indiquée par la figure n° 1 du rapport.

Mais si nous considérons une ligne telle que AB, dirigée tangentielle aux normales principales aux trajectoires (ligne principale), on peut écrire :

$$z_B + \frac{p_B}{\gamma} = z_A + \frac{p_A}{\gamma} + \frac{1}{g} \int_B^A \frac{v^2}{\rho} ds \quad (1)$$

les z sont les hauteurs par rapport à un plan de référence horizontal,

les  $p$  sont les pressions et les  $v$  les vitesses;  $\gamma$  est le poids spécifique du liquide et le  $\rho$  le rayon de courbure des trajectoires.

De cette équation (1) on déduit que  $z_B + \frac{p_B}{\gamma}$  est beaucoup plus grand que  $z_A + p_{A/\gamma}$ , de sorte que le mouvement suivant BC sera très important, tandis qu'il sera insignifiant suivant AC. En d'autres termes, ce sont les couches inférieures, froides, qui sont évacuées, ce qui est conforme à l'expérience.

Imaginons maintenant que nous ajoutions à notre canalisation horizontale un coude terminal de façon que l'ouverture dans le réservoir soit tournée vers le haut.

Les trajectoires auxquelles on doit s'attendre *à priori* sont du genre DC, EC.

Une ligne principale DE donne cette fois :

$$z_D + \frac{p_D}{\gamma} = z_E + \frac{p_E}{\gamma} + \frac{1}{g} \int_D^E \frac{v_2}{\rho} ds$$

de sorte que c'est  $z_D + p_{D/\gamma}$  qui est cette fois beaucoup plus grand que  $z_E + p_{E/\gamma}$ .

Le mouvement se produira par conséquent principalement suivant DC, c'est-à-dire que ce sont les couches supérieures plus chaudes qui seront le plus aisément évacuées, ce qui permettra d'éviter les inconvénients signalés.

Une canalisation avec ouverture tournée vers le bas conduirait évidemment à la conclusion opposée; ce dispositif est particulièrement intéressant pour l'évacuation des dépôts solides.

Nous avons réalisé en laboratoire des modèles de ces divers dispositifs en utilisant des couches inférieures salées pour en augmenter le poids spécifique et colorées pour en suivre l'évacuation.

Les résultats obtenus sont en parfaite concordance avec les considérations ci-dessus.

## 2<sup>o</sup> Déversoirs de surface.

Dans ce cas, les trajectoires de surface qui longent les rives s'incurvent fortement à la sortie. Une ligne principale LN tracée à la surface donne :

$$z_L + \frac{p_L}{\gamma} = z_N + \frac{p_N}{\gamma} - \frac{1}{g} \int_L^N \frac{v_2}{\rho} ds$$

Une ligne principale L'M' au même endroit du plan mais au voisinage du fond conduit à :

$$z_{L'} + \frac{p_{L'}}{\gamma} = z_{N'} + \frac{p_{N'}}{\gamma} - \frac{1}{g} \int_{L'}^{N'} \frac{v' 2}{\rho} ds$$

$v'$  étant les vitesses près du fond.

Mais à la paroi où les vitesses sont nulles :

$$z_L + \frac{p_L}{\gamma} = z_{L'} + \frac{p_{L'}}{\gamma}$$

Dé sorte que :

$$z_N + \frac{p_N}{\gamma} - z_{N'} + \frac{p_{N'}}{\gamma} + \frac{1}{g} \left[ \int_L^N \frac{v_2}{\rho} ds - \int_{L'}^{N'} \frac{v' 2}{\rho} ds \right]$$

et comme  $v$  est supérieur à  $v'$ , les trajectoires de la région centrale sont plongeantes.

Tout l'écoulement en surface doit être assuré par les trajectoires venant des côtés et c'est ainsi que dans les essais, on voit les flotteurs amenés le long des rives arriver en surface presqu'au milieu du déversoir ou du seuil de déversement ce qui paraît à première vue assez paradoxal.

## MOUVEMENTS DE L'EAU DANS LES LACS

par MM. F. DIENERT et A. GUILLERD,

Président et Vice-Président

de la Section d'Hydrologie Scientifique

du Comité National Français de Géodésie et Géophysique.

Les auteurs relatent dans ce mémoire une partie des études qu'ils ont poursuivies sur le lac Léman, pour distinguer s'il existait dans la masse lacustre, une zone d'une pureté exceptionnelle pour y situer une prise d'eau en vue d'alimenter Paris. Les apports au lac, d'eaux riveraines souillées, ne représentent que le 1/4.000 du débit de l'émissaire et en considérant la masse d'eau lacustre emmagasinée, une molécule d'eau qui y arrive peut théoriquement y séjourner 11 années avant de s'écouler. Dilution énorme et auto-épuration portant sur une période considérable, seraient des facteurs très satisfaisants si cette masse liquide restait à l'état de repos. Mais l'équilibre du lac est fréquemment troublé et 3 ordres de mouvements

peuvent l'affecter. Les uns sont rythmés (seiches), les autres, périodiques et saisonniers, sont provoqués par les variations thermiques des eaux; les troisièmes, d'allure continue, sont causés par les courants, fonction du vent. Les auteurs parlent peu des deux premiers qui sont bien connus et d'ailleurs de faible influence pour s'étendre plus particulièrement sur les troisièmes.

Sous l'action du vent, un courant superficiel, partant de la « côte, sur le vent », accumule les eaux à la côte « sous le vent ». Cette dénivellation qui atteint jusqu'à 125 mm. ne pouvant se prolonger, il se forme en compensation, un courant de « retour » qui marche en sens inverse du vent et entraîne en profondeur les eaux de surface accumulées.

Les deux vents dominants sur le Léman sont :

La « bise », qui souffle du N.-E.;

Le Sudois ou « vent » qui vient du S.-O.

Ils soufflent avec la même fréquence : 42, 44 jours par an à des vitesses supérieures à 20 km./heure.

Par temps de sodois, en été, les baigneurs de la baie de Genève sentent le refroidissement des eaux dû au courant descendant de retour qui fait remonter en surface les eaux profondes et froides.

L'étude des courants a été poursuivie à l'aide de flotteurs. L'organe flottant de surface était constitué par une planchette de bois, de 20 cm. de côté, lestée d'une bouteille pleine d'eau et surmontée d'une tige portant un drapeau blanc. Ces mêmes dispositifs, munis à l'extrémité de petits câbles de 15, 30-50 m. d'une bouteille immergée, constituaient les indices de courants de profondeur. Un drapeau rouge et blanc les distinguait des premiers. Sur le bord de la planchette était disposée une vieille boîte de conserve, percée d'un petit orifice, à sa base, qui laissait filer lentement une huile épaisse propre à apaiser la houle, ce qui permettait de suivre la marche des flotteurs. On lançait ainsi 3 équipages par points à expérimenter pour parer aux pertes. On relève la position de départ et celle d'arrivée des flotteurs après plusieurs heures d'abandon aux éléments. Ces relevés se font à l'aide du « cercle hydrographique » notant les angles sous lesquels sont vus du point considéré, certains repères fixes de la côte. On construit sur ces bases terrestres reliées, les cercles capables de l'angle lu et l'intersection de ceux-ci donnent la position recherchée.

D'autre part, la position du flotteur de surface étant acquise, la position d'arrivée des flotteurs de fond est une composante entre le courant de surface et le courant de fond. On reconstitue la vraie figure de celui-ci en construisant le parallélogramme des vitesses. Différentes causes d'erreur peuvent affecter les résultats d'une cinquantaine de mètres qui paraît être l'ordre de sensibilité de la méthode.

Sur la centaine de déterminations de courants effectuées (accompagnées de 900 sondages bactériologiques) on peut voir que dans 63 % des cas, le courant de retour est déjà affirmé à 15 m., dans 80 %, il est assuré à 30 m. La vitesse des courants de surface, observée dans le Petit Lac se limite entre le 1/10 et le 1/20 de la vitesse du vent qui les provoque. Celui-ci étant en général de 4-5 km./heure, la vitesse horaire du courant de surface, varie de 2 à 500 m. Les 2/3 des courants profonds ont une vitesse inférieure à celle des courants de surface. Cependant, on a pu voir la vitesse des courants de 30 m. de profondeur, varier des 4/10 au 16/10 de la vitesse des courants de surface. L'influence des courants profonds sur la thermique, et la composition chimique des eaux est considérable (exemples donnés). Leur inconstance est la règle puisqu'ils dépendent étroitement du capricieux régime des vents.

Les auteurs décrivent également une autre étude faite à l'extrême sud du Petit Lac par MM. Betant et Perrenoud. Ces derniers ont utilisé comme appareil indicateur de courant un « Strommesser », en l'espèce : l'appareil Mertz, dont la description et le fonctionnement sont donnés. Les conclusions tirées de ces déterminations de courants sont en harmonie avec celles, préindiquées, de la première étude.

---

## COMMISSION DE POTAMOLOGIE



## PREMIÈRE QUESTION — ÉVAPORATION

---

### SUR LES MESURES PLUVIOMÉTRIQUES DANS LE BASSIN DE LA BAYE DE MONTREUX

par

E. Hœck,

*Chef de la Section d'Hydrologie des Laboratoires  
de Recherches Hydrauliques et de Mécanique des Terres  
annexés à l'E. P. F., Zurich.*

---

### RÉSUMÉ

Le bassin de la Baye de Montreux et ses installations hydro-météorologiques sont connus par les publications du Dr O. Lütschg, le pionnier de l'Hydrologie en Suisse. Depuis l'été 1944 un nouveau programme de recherches sur les précipitations est en exécution dans ce bassin. Les totalisateurs placés en 1931 dans la partie supérieure du bassin, surtout ceux dans les versants ouest de la chaîne des Verraux ne sont point abrités contre le vent. Sur la base des résultats des observations faites pendant les premières années, on se doutait que le vent ait emporté une grande partie des précipitations par-dessus l'embouchure des totalisateurs.

Plusieurs auteurs (Geiger, Pers, Brooks) ont démontré que les précipitations interceptées par un versant ne correspondent pas toujours avec les précipitations recueillies par une ouverture horizontale. Elles sont plus grandes que celles-ci dans un versant frappé par les vents pluvieux, plus petites dans les versants abrités. Cette différence doit se manifester particulièrement dans les versants ouest fort inclinés de la chaîne des Verraux.

De nouveaux totalisateurs furent installés pour la mesure des précipitations sur la surface penchée du sol. Leur ouverture est située dans un plan incliné parallèlement au terrain, le récipient est vertical. Deux modèles (petits totalisateurs) sont utilisés en terre, l'ouverture à quelques centimètres au-dessus du sol. Un troisième modèle (grand

totalisateur) possède une ouverture à 3 mètres au-dessus du sol, le plan de l'ouverture étant incliné parallèlement au terrain. Des observations comparatives faites avec les 3 modèles en été 1945 et 1946 dans la station Cape au Moine, le sommet le plus haut de la chaîne des Verraux, ont donné à quelques millimètres près les mêmes résultats, bien que le grand totalisateur n'ait pas été muni d'un écran.

Le réseau du bassin de la Baye de Montreux (surface 13 km<sup>2</sup>, 8) comprend actuellement 88 pluviomètres. 32 petits totalisateurs et deux grands totalisateurs sont munis d'une ouverture penchée parallèlement au terrain. Les pluviomètres installés par M. le Dr Lütschg, soient 39 totalisateurs avec ouverture horizontale, 10 pluviomètres normaux, 3 ombrographes et deux pluviomètres sphériques Haas-Lütschg sont restés en service.

Pour éviter des erreurs on a fait une distinction dans ce rapport entre les résultats des divers appareils en désignant d'une part par *précipitations météorologiques* celles qui sont recueillies par une surface horizontale et d'autre part par *précipitations hydrologiques* celles qui sont effectivement recueillies par un versant incliné. Dans plusieurs stations du bassin les précipitations météorologiques et hydrologiques sont mesurées simultanément. A l'abri du vent on ne constate pas de différence entre elles. Sur un versant est incliné de 32° les précipitations météorologiques avaient, pendant les mois d'été de 1945 et 1946, un excès de 4 % sur les précipitations hydrologiques. Dans les versants ouest de la chaîne des Verraux, frappés par les vents pluvieux, on mesurait en même temps un excès des précipitations hydrologiques de 126 % sur les précipitations météorologiques. Dans les résultats mensuels cet excès variait entre 52 et 310 %.

On comprend que de telles différences se fassent sentir sur la hauteur moyenne des précipitations du bassin. Pendant les étés 1945 à 1947 les précipitations hydrologiques moyennes de la partie supérieure du bassin (Pont Bridel, sans Pont Beaucul, 4 km<sup>2</sup>, 73) dépassaient les précipitations météorologiques moyennes du même bassin de 7 à 11 %.

# TRANSPIRATION DES VÉGÉTAUX DE PRAIRIES ET ÉVAPORATION DES SOLS NON COUVERTS

*Étude basée sur des observations en lysimètres  
sur le niveau effectif de la nappe souterraine.*

STANISLAW BAC  
(Pologne)

## RÉSUMÉ

Des observations d'évaporation des sols et de la transpiration végétale des prairies furent faites à Puawy (larg. géogr. N. 51° 25', long. géogr. E. 21° 57', temp. ann. moyenne 7,8° C, précip. ann. 602 mm.) à l'aide de 16 lysimètres. Les lysimètres furent remplis de monolythes de 4 espèces de terre (loess, tourbe, gravier, limon) et placés au niveau de la surface du sol sur la pente de la Vistule (des. 1). Le niveau de l'eau dans les lysimètres est réglé quotidiennement, selon la nappe souterraine dans le terrain environnant. Cette régulation est facilitée par la construction des lysimètres (des. 2). Pendant l'inondation de la Vistule les lysimètres placés plus haut se trouvèrent sous l'eau.

La moitié des lysimètres avait le sol sans ensemencement, l'autre était couvert de végétation de prairie. Les observations du bilan d'eau furent complétées (1938-1943) par les observations des stations écologiques.

L'évaporation fut calculée par l'équation :

$$P = O \pm Wg$$

où  $P$  = l'évaporation, soit la transpiration,  $O$  = les précipitations atmosphériques,  $W$  = les quantités d'eau dans les lysimètres, ajoutées ou retranchées.

La hauteur des précipitations atmosphériques était en moyenne, au temps des observations (avril-août), de 386,6 mm. (tabl. 1).

La transpiration moyenne des gazons dans les lysimètres à nappe souterraine plus profonde (chiffres du haut) et moins profonde (chiffres du bas) est représentée dans le tableau 2.

TABLEAU 1

*Quantités de précipitations atmosphériques en millimètres. Mesures prises à l'aide du pluviomètre à 1.000 cm<sup>2</sup>, placé à la surface même de la prairie.*

ANNÉE	MOIS					TOTAL IV-VIII
	IV	V	VI	VII	VIII	
1939 .....	43,1	201,7	56,0	61,5	61,5	423,4
1940 .....	68,6	130,6	62,0	71,8	93,6	426,6
1941 .....	82,5	60,8	55,6	124,6	162,0	485,5
1942 .....	23,6	41,0	50,2	77,4	70,4	262,6
1943 .....	54,1	24,0	68,8	94,0	94,2	335,1
Moyenne.....	54,4	91,6	58,8	85,8	96,3	386,6

TABLEAU 2

SOL	MOIS					TOTAL IV-VIII
	IV	V	VI	VII	VIII	
Lœss .....	47,7	120,8	155,5	168,8	148,9	641,7
	71,9	118,8	165,3	249,4	193,5	798,9
Tourbe .....	—	—	—	—	—	—
Gravier .....	64,1	83,6	145,7	209,1	160,9	663,4
	47,5	108,6	148,3	171,1	151,8	627,3
Limon .....	62,7	90,8	162,9	192,2	144,3	652,9
	66,8	118,8	156,9	199,9	168,5	710,9
	54,0	91,2	153,0	219,5	156,1	673,8

L'excès (+) ou le déficit (—) de l'eau suivant la transpiration des végétaux est présenté sur le tableau 3.

Nous voyons que dans les conditions climatologiques de Puawy, dans la période de végétation des prairies, existe un déficit d'eau causé par le manque de pluies et par une forte transpiration végétale. La prairie normale doit profiter d'une eau affluente ou d'une irrigation artificielle.

Par contre l'évaporation des sols non couverts est généralement moindre que les précipitations existantes (tabl. 4 et 5) et c'est seulement au mois de juin qu'il y a un déficit aqueux.

TABLEAU 3

SOL	MOIS					TOTAL
	IV	V	VI	VII	VIII	
Loess .....	+ 6,7	— 29,2	— 97,0	— 83,0	— 52,6	— 255,1
	— 17,5	— 27,2	— 106,8	— 163,6	— 97,2	— 412,3
Tourbe .....	—	—	—	—	—	—
	— 9,7	— 8,0	— 87,2	— 123,3	— 64,6	— 276,8
Gravier .....	+ 6,9	— 17,0	— 89,8	— 85,3	— 55,5	— 240,7
	— 8,3	+ 0,8	— 104,4	— 106,4	— 48,0	— 266,3
Limon .....	— 12,4	— 27,2	— 98,4	— 114,1	— 72,2	— 324,3
	+ 0,4	+ 0,4	— 94,5	— 133,7	— 59,8	— 287,2
Moyenne.....	+ 0,4	— 24,5	— 95,1	— 94,1	— 60,1	— 273,4
	— 8,7	— 4,5	— 98,2	— 132,2	— 67,4	— 310,8

TABLEAU 4

*Relevé de quantités moyennes mensuelles d'évaporation de la surface de terres rases. Période de 5 ans.*

SOL	MOIS					TOTAL
	IV	V	VI	VII	VIII	
Loess .....	54,7	78,1	85,6	98,5	90,9	407,8
	52,6	74,9	109,7	125,0	96,0	458,2
Tourbe .....	—	—	—	—	—	—
	35,7	49,8	80,9	79,8	50,0	296,2
Gravier .....	51,3	71,2	81,7	76,4	82,8	363,4
	53,6	54,8	85,1	105,0	72,2	370,7
Limon .....	55,4	62,5	79,1	68,4	71,6	339,7
	27,5	44,1	73,7	83,8	47,9	277,0

NOTA. — Voir tableau 2.

Les terrains alluviaux et provenant des milieux aqueux utilisent beaucoup moins d'eau pour l'évaporation de la surface du sol et pour la transpiration végétale que les autres terres minérales. L'évaporation des lysimètres à la nappe plus basse est plus grande que celle des lysimètres à la nappe profonde. Le volume de l'eau, utilisée pour la masse végétale sèche, varie selon les années et les fauchages, il est en moyenne de 850 g. La composition botanique d'un mélange de plantes similaires, ensemencées en même temps dans tous les lysimètres — variait essentiellement dans le parcours des années en dépendance de la qualité du terrain.

TABLEAU 5

*Excès (+) ou déficit (—) moyens de précipitations atmosphériques suivant l'évaporation de la surface non couverte de différents terrains.*  
*Période de 5 ans.*

SOL	MOIS					TOTAL IV-VIII
	IV	V	VI	VII	VIII	
Loess .....	— 0,3	+ 13,5	— 27,1	— 12,7	+ 5,4	— 21,2
	+ 1,8	+ 16,3	— 51,2	— 39,2	+ 0,3	— 71,6
Tourbe .....	—	—	—	—	—	—
	+ 18,8	+ 41,8	— 22,4	+ 6,0	+ 46,3	+ 90,4
Gravier .....	+ 3,1	+ 20,4	— 23,2	+ 9,4	+ 13,5	+ 23,2
	+ 0,8	+ 36,8	— 26,6	— 19,2	+ 24,1	+ 15,9
Limon .....	— 1,0	+ 26,4	— 20,6	+ 17,4	+ 24,7	+ 46,9
	+ 26,9	+ 47,5	— 15,2	+ 2,0	+ 48,4	+ 109,6
Moyenne.....	+ 0,5	+ 20,1	— 23,6	+ 14,7	+ 14,5	+ 16,3
	+ 12,0	+ 35,7	— 28,8	— 12,6	+ 29,8	+ 36,1

NOTA. — Voir tableau 2.

## LES RECHERCHES DE L'ÉQUILIBRE DU BILAN D'EAU DES BASSINS MARÉCAGEUX AMÉLIORÉS

S. OSTROMECKI.

### RÉSUMÉ

Dans cet ouvrage l'auteur représente la carte des besoins d'eau pour les prés situés sur les tourbières basses améliorées en Pologne et terres avoisinantes.

L'évaporation est calculée selon une formule empirique qui prend en considération les facteurs climatologiques (déficit de l'humidité de l'air, de l'humidité du sol), la distance de l'eau phréatique et la masse végétale (rendement du foin).

Acceptant une récolte de foin 50 p. h. dans la première coupe (avril-juin) et optimale distance de l'eau phréatique (dépendant de la somme des précipitations) on a obtenu pour le terrain mentionné les besoins d'eau exprimés comme la différence entre l'évaporation (d'après la formule) et les précipitations.

Ces besoins doivent être balancés par un afflux du dehors pour éviter la consommation de la réserve d'eau phréatique.

Pour la plupart des terrains de la Pologne, l'indispensable afflux est de 0.2-0.3 1/sec. ha, seulement les régions qui possèdent les précipitations annuaires au-dessus de 900 mm. ont le bilan d'eau équilibré.

La carte des besoins d'eau peut servir directement pour le projet d'amélioration des prés donnant les normes conformes pour les régions définies.

## LE BILAN DU CIRCUIT DES EAUX D'UN BASSIN ET LA MÉTHODE DE SON CALCUL

PAR LE PROF. DR R. ROSONSKI (POLOGNE).

### RÉSUMÉ

Le présent compte rendu est le résultat des recherches poursuivies en Polésie occidentale de 1929 à 1937 afin de reconnaître le régime des eaux pour l'amendement des terrains marécageux. Ces études

ont compris le bassin de la Prypec supérieure et de ses affluents : la Jazioda, la Wyzewka, la Lesna et autres, ainsi que le marais de Czemerne à l'est, près de Sarny. Les études les plus détaillées sur la grandeur de l'évaporation et sur la rétention par le terrain ont été faites dans le bassin de la Jasioda où, sur une étendue de 4.552 km<sup>2</sup> existaient 10 stations ombrométriques, plus de 40 points de contrôle des eaux souterraines, 6 stations limnimétriques et 2 évaporométriques.

Les observations et jaugeages ont été exécutés par le Service Hydrographique de Pologne suivant le programme tracé par l'auteur de ces lignes et ils ont abouti à l'élaboration de la méthode qui forme le sujet de ce rapport et rend possible de contrôler les bilans des eaux d'un bassin.

Ce contrôle est devenu indispensable parce que les méthodes appliquées jusqu'ici pour le calcul de l'évaporation d'après les données limnimétriques et les moyennes annuelles de Penck, de même que le calcul de l'écoulement en tenant compte de la rétention théorique dans le sous-sol, se sont montrées inadéquates, en particulier pour les années anormales au point de vue évaporométrique, où les divergences avec les moyennes annuelles atteignent 30 % (1).

*Le bilan contrôlé du circuit des eaux d'un bassin.*

Le contrôle du bilan normal de Penck résultant de l'équation :

$$(1) \dots \dots \dots H - h - E \pm \Delta t$$

consiste à transformer cette équation comme suit :

$$(2) \dots \dots \dots H - h = u \cdot J \pm \varepsilon \Delta W \dots \text{mm.}$$

où (H) est le montant annuel des précipitations, (h) — de l'écoulement,  $\pm \Delta t$  — le changement du volume de rétention par le terrain, ( $\varepsilon$ ) — le débit spécifique moyen de la colonne d'eau souterraine de hauteur  $\Delta W$  variable, dépendant de la position de  $\Delta W$  par rapport au niveau le plus bas des eaux phréatiques, (J) — indice annuel d'évaporation (somme des indices journaliers) de Szymkiewicz (2), ( $u$ ) — coefficient déterminant la grandeur réelle de l'évaporation ( $u \cdot J$ ).

L'indice d'évaporation journalière de Szymkiewicz (2) :

$$i = (p' - p) \frac{273 + T}{273} \frac{760}{B - p}$$

---

(1) Rosonski R. L'eau souterraine dans le bassin de la Jasioda en Polesie. Société scientifique (Tow. Naukowe), Lwow, 1939.

définit l'influence exercée sur l'évaporation par la température (T), l'humidité de l'air ( $p'$  est la tension de la vapeur saturée à la température T de l'air et  $p$  est la tension de vapeur dans l'atmosphère) ainsi que par la pression barométrique (B). L'indice ( $i$ ) doit être calculé d'après les observations du matin, de midi et du soir d'après la formule :

$$\frac{(i) \text{ matin} + 2(i) \text{ midi} + (i) \text{ soir.}}{4}$$

Le processus de calcul des inconnues ( $u$ ) et ( $\varepsilon$ ) dans l'équation (2) est le suivant : en partant des jaugeages des eaux phréatiques du bassin au début (1/XII) et à la fin (30/XI) de l'année hydrologique, on détermine les changements annuels  $\Delta W$  et on les rapporte au niveau le plus bas de toute une suite d'années (voir fig. 1, année 5).

Dans cette figure,  $W_1 \dots W_2 \dots W_3 \dots$  sont les hauteurs des eaux phréatiques des années consécutives,  $\Delta W_1 \dots \Delta W_2 \dots$  sont les changements annuels de cette hauteur,  $t_1 \dots t_2 \dots$  les volumes de la rétention par le terrain pour l'année et calculés par rapport au plus bas niveau d'après les changements ( $\pm \Delta t$ ) pour chaque année consécutive.

Pour calculer l'inconnue ( $u$ ) dans l'équation (2) il faut trouver deux années quelconques pour lesquelles  $-\Delta W$  est égal, ou à peu près, à  $+\Delta W$ , pourvu que les deux soient situés à la même hauteur (voir :  $-\Delta W_2 = +\Delta W_3$ , fig. 1). Des deux équations de bilan pour les années respectives (2 et 3, fig. 1) et connaissant ( $H - h$ ) ainsi que les indices annuels d'évaporation ( $J_2$  et  $J_3$ ) on peut déduire ( $u$ ) et ( $\varepsilon$ ), par conséquent aussi :  $-\Delta t_2 = \varepsilon \Delta W_2$  ainsi que  $+\Delta t_3 = +\varepsilon \Delta W_3$ .

En considérant ( $u$ ) comme un facteur constant ou peu variable et connaissant l'indice d'évaporation (J) de chaque année on peut, en se servant du terme ( $u \cdot J$ ) calculer tous les  $\pm \varepsilon \Delta W = \Delta t$  dans les équations (2) pour toute une suite d'années et, par cela, trouver la solution de toutes les équations de bilan.

Néanmoins, comme selon Szymkiewicz, chaque mesure de l'évaporation du terrain ne représente qu'une valeur approchée de la réelle, nous allons contrôler les termes ( $u \cdot J$ ) comme suit.

---

(2) Szymkiewicz D. Sur un nouveau procédé pour évaluer l'évaporation. III. Conférence hydrologique des États baltiques. Warszawa, 1930.

*La loi des accroissements des volumes des rétentions.*

Partant des valeurs connues de ( $\Delta t$ ) pour chaque année, traçons un diagramme des volumes de rétention ( $t$ ) par rapport au minimum (fig. 1). De cette façon les valeurs de ( $W$ ) et ( $t$ ) seront liées ensemble et il deviendra possible de trouver la relation  $t = f (W)$ .

Si, dans un système rectangulaire nous portons (fig. 2) en abscisses les ( $\log W$ ) et en ordonnées — les ( $\log t$ ), chaque paire de valeurs ( $W$ ) et ( $t$ ) conjuguées fournira un point. Ceux-ci se groupent suivant une droite dont l'inclinaison sur l'axe des abscisses donne ( $\tan \alpha = a$ ) et dont l'intersection avec cet axe donne ( $\log C$ ). L'équation de cette droite dans le système logarithmique sera :

$$\log t = a (\log W - \log C)$$

donc :

$$t = \left( \frac{W}{C} \right)^a \dots \text{ mm.}$$

Dans cette formule, la constante ( $C$ ) caractérise le volume de la colonne d'eau dans le sous-sol et l'exposant ( $a$ ) donne le volume emmagasiné dans la nappe souterraine.

Pour le bassin de la Jasioda ( $4.552 \text{ km}^2$ ) on a obtenu la formule :  $t = \left( \frac{W}{96,8} \right)^{2,258} = 0,0000328 W^{2,258} \dots \text{ mm.}$ , prouvant l'insignifiance du volume de la rétention lorsque le niveau des eaux souterraines est bas (pour  $W = 100 \text{ mm.}$ ,  $t = 1,077 \text{ mm.}$ ), conformément aux données hydrométriques qui, en octobre 1937, accusent à peine un écoulement de 0,03 litres/secondé pour  $1 \text{ km}^2$ .

La loi de l'accroissement de la rétention ( $t$ ) par rapport à l'accroissement de ( $W$ ) est donnée dans la figure 3.

Contrôlée comme ci-dessus, la rétention ( $t$ ) permet de calculer les valeurs  $\pm \Delta t$  qui, introduites dans l'équation de Penck ( $H - h = E \pm \Delta t$ ), donnent les valeurs réelles de l'évaporation (pertes). Une fois que la loi d'accroissement de la rétention est déterminée, il suffit de connaître le niveau des eaux souterraines à la fin de chaque suivante année hydrologique pour pouvoir clore le bilan de cette année, sans nécessité de recourir à ce facteur insaisissable et indépendant qu'est l'évaporation dans le terrain. Et ceci est justement le plus grand avantage de notre méthode, à côté de sa simplicité. Cependant pour établir les bilans mensuels il faut connaître les indices mensuels d'évaporation.

La méthode en question a été contrôlée par comparaison avec les calculs de la rétention dans le sol effectués par K. Debski pour le bassin de la Wyzewka et avec les recherches de J. Ostromecki sur le marais de Czemerne. Ces auteurs s'étaient également servis des hauteurs des eaux souterraines comme indices de la rétention. Les résultats de ces contrôles sont cités en détail dans le présent compte rendu.

Cracovie, 1947.

## DU BILAN DE L'EAU

F. DIENERT ET HENIN.

### RÉSUMÉ

Ce travail commence par établir comment on peut, expérimentalement au moyen de l'emploi du pluviomètre souterrain, conduire cette recherche. Si elle a donné des chiffres de l'ordre de grandeur de ceux admis généralement elle a le mérite de montrer que, dans certaines circonstances, les pluies peuvent profiter à la nappe en été et que, suivant les années, les mois humides sont très variables. Le mois toujours sec est celui d'août, le mois toujours humide est celui de décembre.

Mais bien d'autres problèmes sur l'alimentation des nappes souterraines restent à résoudre grâce au pluviomètre souterrain avec lequel on opère toujours sous un terrain en place contrairement avec ce qui se passe avec les lysomètres.

Toutefois dans la deuxième partie de ce travail nous nous efforçons de traduire par des formules les résultats déjà obtenus par les procédés jusqu'ici utilisés pour raccorder les différents éléments connus du bilan de l'eau et, par la suite, quand ceux-ci seront mieux établis arriver à tirer les lois exactes de ces phénomènes.

Or la formule :  $P$  (précipitations) =  $D$  (ruissellement) et  $E$  (évaporation et drainage) a été présentée par nous sous une autre forme :

$P = E + \gamma EP^2$  —  $\gamma$  étant un coefficient dépendant du milieu. En combinant ces deux formules on arrive à l'expression :

$$D = \frac{\gamma P^2}{1 + \gamma P^2}$$

formule vérifiée tant sur les essais sur cases lysométriques à Versailles et à Rothamsted.

Le coefficient  $\gamma$  mesure l'effet global de tous les facteurs susceptibles d'influencer l'évaporation et le drainage. Il est possible de calculer sa valeur pour un ensemble de résultats donnés et de les rapprocher, au moyen de courbes, des différents facteurs qui caractérisent le milieu. On établit, par voie statistique, des formules reliant  $\gamma$  à ces facteurs. En utilisant la température  $t$  on peut tirer :

$$\gamma = \frac{1}{0,15 t - 0,13}$$

On peut aussi, en utilisant les résultats de Miège, au Maroc, montrer l'influence de la composition physique du sol sur  $\gamma$  et voir que la teneur en argile est un des facteurs essentiels de la capacité de l'eau tandis que la végétation abaisse très sensiblement la valeur de  $\gamma$ .

Les auteurs arrivent à démontrer que leur formule permet de retrouver les calculs établis par de Martonne sur l'indice d'aridité  $I =$

$$\frac{P}{t + 10} \quad (I \text{ étant l'indice d'aridité}) \text{ en écrivant } P \sqrt{\gamma} = CI \text{ d'où } \frac{E}{P} =$$

$$\frac{1}{1 + C^2 I} \text{ d'où } \frac{E}{P} = \text{Cte s. } I \text{ est constant.}$$

D'autre part la formule proposée par Cronther :  $D = 1.112 P - 0,318 T - 0,77$  peut être, par approximation, rapprochée de celle à laquelle nous arrivons :  $D = 1.112 P - 0,31 T - 1,3$ .

On peut en outre, par la formule  $E = \frac{P}{1 + \gamma P^2}$  établir  $E$  pour une partie seulement de l'année et arriver à la conclusion que la formule admet la proportionnalité avec le temps. La formule présentée ici est simple. Elle donnera une relation de cause à effet entre certains facteurs qui ne sont peut-être pas tous ceux qui sont considérés mais qui relient la donnée prise comme base et un second facteur en corrélation avec le premier. On peut espérer qu'en utilisant des données expérimentales de plus en plus précises et en poussant plus à fond cette analyse on arrivera à mettre en évidence les véritables relations causales ce qui permettra de substituer en définitive dans les formules proposées les facteurs déterminant vraiment  $E$ , le drainage et l'évaporation. C'est le but éloigné vers lequel convergent les efforts et qui constitue l'idée directrice de ces travaux.

## PRESENT STATUS OF WORK ON EVAPORATION IN THE UNITED STATES

G. EARL HARBECK Jr.

### ABSTRACT

Since the last meeting of the International Union of Geodesy and Geophysics in 1939, international exchange of scientific knowledge has been difficult. This paper briefly reviews work on evaporation published during recent years, and outlines work underway as reported by the organizations concerned. Several methods of attacking the problem of evaporation have been used of which the following are representative:

Some investigations have concentrated on the theoretical aspects of evaporation from a water-surface, generally employing the heat-balance or energy equations. Of particular interest are the studies of the applicability of the Bowen ratio.

Comprehensive studies were made of evaporation from a natural land-surface. Differences in vapor pressure and wind speed at two levels and temperature were used in a formula for computing evaporation or condensation.

Experimentally determined values of amounts of water used by vegetation have been used in studying the evapo-transpiration phase of the hydrologic cycle. Consumptive use of water by different types of vegetation under varying conditions of moisture supply has been investigated.

Of general interest has been the determination of evapo-transpiration losses by the method of differences between rainfall and runoff. The results of several such studies are presented. It is recognized that one of the major difficulties in this type of study is the precise determination of basin-wide precipitation, particularly in mountainous regions.

Experiments have been made to investigate certain characteristics of evaporation pans. Turbidity was found to have no appreciable

effect on evaporation. A screened pan has been used to equalize annual pan and lake evaporation.

The importance of evaporation in the hydrologic cycle is fully recognized, and a continuing effort is being made to better our understanding of this phase of the problem.

## BRITISH HYDROLOGY SUB-COMMITTEE

---

### REPORT ON POTAMOLOGY

---

#### REPORT BY Mr. W. ALLARD.

Subject No. 1.—Preparation of a memoir on the present state of work in Great Britain and Northern Ireland on evaporation, showing the determination of the different averages (for periods of at least 30 years, if possible) for precipitation (including condensation) and for run-off (including evaporation and transpiration) in order to represent and show clearly the drainage areas in those regions which have sufficient rainfall to give significant differences between rainfall and run-off.

---

### SUMMARY

A list is given of the theoretical and empirical work that has been done on evaporation. A table shows the value of rainfall and run-off over long periods for the valleys of the Thames, Lee, Wye, Severn and Shannon. The « Surface Water Year Book of Great Britain » gives daily and monthly values of run-off for a large number of gauging stations.

The difference (rainfall-run-off) is over 20 inches in the wettest parts of Central Wales and S. W. England, and less than 15 inches in North Scotland.

## THE EVAPORATION IN SWEDEN

*par*

le Dr RAGNAR MELIN,

*de l'Institut de Météorologie et d'Hydrologie de Stockholm.*

---

Investigations concerning the water economy of rivers have made it possible to estimate the evaporation for 24 river basins in the southern part of Sweden and also for 17 river basins in the big forested area in north Sweden.

As regards the high mountains in northern Sweden, such investigations are very difficult to make. It has proved impossible to measure the winter precipitation with ordinary rain gauges or with storage gauges. This important part of the yearly precipitation has, therefore, been estimated by measuring the water content of the snow cover. Only one high mountain area has been investigated, situated in the middle of Sweden; a rather small basin, where the conditions for estimating the precipitation and run-off are very favourable.

Evaporation has been supposed to be the same for the whole mountain area as in that basin.

Using the obtained results from all these investigations a schematic map has been drawn with lines for equal evaporation. This map demonstrates that the evaporation in Sweden in mean for many years decreases from about 360 mm in southern Sweden to about 175 mm in the northernmost forest area and to about 150 mm in the high mountain area.

---

## DEUXIÈME QUESTION — PRÉVISIONS

---

### ABSTRACT

*Recent Developments in Hydrology with Respect  
to Stream Flow Forecasting*

BY ALBERT S. FRY.

---

The considerable number of multiple purpose reservoir projects constructed in the United States in recent years has created a need for greater accuracy in stream flow forecasting than was possible with methods in use prior to the construction of these projects. On natural rivers, large damages suffered during floods have also brought forth a need for more accurate forecasting in order that damages might be held to a minimum. Under the spur of these demands, techniques have been developed which represent definite advances over those previously used.

The system of 26 reservoir projects in the Tennessee Valley, mostly multi-purpose, illustrates present day stream forecasting for a large integrated system of reservoirs. The runoff from 41,000 square miles of drainage area must be continuously controlled and regulated to accomplish a high degree of conservation and utilization of water for purposes of navigation, flood control and power production. To do this requires constant forecasting of stream flow for the reservoirs and important natural channels in the area.

A definite advance in stream flow forecasting has been accomplished through quantitative precipitation forecasts. Such forecasts are being furnished to the TVA by the U. S. Weather Bureau and are an integral part of the water control operations. Although meteorological techniques are not yet adequate to provide exact forecasts of rain that will fall within any succeeding few days, it is possible to make such forecasts with a degree of accuracy that makes them valuable to the stream flow forecasters.

The country wide network of rainfall and stream flow gages in the United States has been greatly expanded respectively by the U. S. Weather Bureau and the U. S. Geological Survey. A comprehensive network has been set up in the Tennessee Valley to meet the

needs of forecasting there. These extensions of gage systems to provide more hydrologic data constitute an important factor in the improvement of stream flow forecasting.

A significant development in the transmission of hydrologic data needed for forecasting has been that of radio rain and stream gages. Such gages developed by TVA engineers are used extensively to automatically report data by radio signals from remote localities not served by other means of communications. These gages further provide means of communication during storms when wire service may be interrupted.

The tools of forecasting have been improved during recent years. The unit hydrograph has become established as a basic part of forecasting techniques and has undergone refinements that have increased its value. The forecaster now uses unit hydrographs based not only on uniform rainfall distribution, but on a variety of effective rainfall distributions as experienced in large and complex storms. The synthetic unit graph has come into use for locations where only meager stream flow data are available. The composite unit hydrograph has been designed to fit watershed areas which are too large to be considered as a unit.

The use of relatively small tributary watersheds as indices of the runoff from areas of similar characteristics has proven to be valuable. Likewise, refinement in reservoir storage volumes during floods has been made by observations of flood profiles made during actual floods which permit the calculation of volumes of water under the profile. The latter are a definite improvement over level storage volumes.

Progress has been made in ground water flow determinations which enables forecasts of that type of flow to be made with considerable accuracy. Techniques have been developed which are being used in the Tennessee Valley for estimating the volume of water in underground storage within a drainage basin at any desired time. The amount that will be discharged into streams within various periods of time is also estimated. The flow forecasts are useful in long term planning.

Recent observations on natural streams and reservoirs have supplied valuable data on water travel and translatory wave travel.

The mechanics of infiltration is better understood now than formerly and infiltration has become an essential tool in hydrologic analysis.

In deciding upon the runoff-rainfall relation for any storm in forecasting the runoff, the initial condition of the watershed as to its infiltration capacity is important.

The use of stream discharges is supplanting the former gage height relationships for forecasting flood heights. Estimating by hydrologic analysis the magnitude of the discharge and then converting this to flood height has materially improved the accuracy of forecasts.

The effect on flood heights of the type of cover on a watershed has been the subject of research and investigation in the past decade. Studies made in various parts of the United States have estimated the reduction that may be expected in flood heights with changes in watershed cover. These investigations are of value to the stream flow forecaster because changes in cover also change the hydrologic characteristics of a watershed. Flood peaks may be increased or decreased depending on whether the cover improves or retrogrades.

## VERSUCH EINER VORAUSBERECHNUNG DER MITTLEREN FAHRLICHEN ABFLUSSMENGE

von Max OESTERTRAUS.

---

### ABSTRACT

Engineers dealing with river works always expressed the need for a method allowing the forecast of streamflows.

In order to explore the possibility of such a forecast for the Rhine river, the author examines :

- 1) whether the discharges at Basle follow periodical variations for several years and;
- 2) whether such periodicity would allow long-term forecast.

The study had to be limited to periods extending over several years. The investigation of shorter periods would have necessitated long and involved hydrographic research work. This would have been beyond the scope of an initial study in this field.

The Rhine at Basle is particularly suited for a study of this kind, because discharges have been measured here since 1869 and the average yearly discharges have been determined with fair accuracy since 1808,

The total watershed of the Rhine at the gauging station of Basle is 35 929 square kilometers. About 1,7 % of this area is covered by glaciers, about 3,3 % by lakes.

The average yearly discharge of the Rhine at Basle was 1029 cubicmeters per second from 1808 to 1943 and the standard deviation of the yearly discharge from this long-term average is 164 cubicmeters per second. The largest yearly discharge was 1404 m<sup>3</sup>/sec (in 1818) and the smallest was 606 m<sup>3</sup>/sec (in 1921). Further details about the computation of the discharges and the statistical properties of the data are given in the first sections of the study.

The periodicity was investigated with modern calculations of probability and the method of periodograms. Most of these methods are presented in the standard work by K. Stumpff: Grundlagen und Methoden der Periodenforschung, Berlin 1937.

The author explains first the various calculations of periodograms. They are a mean of separating in a series of observations the hidden periodicities from aperiodic components or components of a different frequency. For the application of these calculations on the discharges of the Rhine, some of the methods had to be modified or further developed.

The analysis reveals the existence of several periodicities, namely of 5, 6, 7, 9, 12, 30 and 120 years.

It seems possible to predict the average yearly discharge of the Rhine several years ahead with a standard deviation of  $\pm 115$  m<sup>3</sup>/sec.

Work on this study was finished in 1946. Only the first 9 months of this year could be included in the calculations. The « normal curve », as computed in 1946 for several years in advance, gives discharges of 840 m<sup>3</sup>/sec for the year 1947 and 770 m<sup>3</sup>/sec for the year 1948. The values are considerably below the long-term average of 1029 m<sup>3</sup>/sec. The actual discharge of the year 1947 was about 70 m<sup>3</sup>/sec below the prognosis resulting from the computations. The present research work on Rhine discharges shows generally that such differences tend to be compensated the following year. It is, therefore, probable that the actual discharge of the year 1948 will exceed the prognosis.

In the closing paragraph clear reservation is made, however, that a final judgment of the possibility and the probability of the forecast in particular can only be reached after a period of several years which will permit to prove the findings.

The fact that the forecast for 1947 was within the computed standard deviation does not yet mean that the periodicities found can safely be extrapolated. This coïncidence may be a hasard. The computations have therefore to be continued in order to verify the applied methods.

The study has revealed another interesting fact, namely certain relations between the periodicity of the solar spots and that of the streamflow of the Rhine at Basle. For example, dry winters quite often coïncide within a range of about 1,5 years with the maxima and minima of the solar spots.

These similarities may be another indication of the long-term forecast of average yearly streamflows.

## PRÉVISION DU DÉBIT DU RHIN

*par*

J. TH. THIJSSE.

---

Pour la direction du régime des eaux du lac IJssel la nécessité s'impose de prévoir les débits. (Rapports des questions 1, 2 et 3 de limnologie.) Parmi les apports le débit de l'IJssel (bras du Rhin s'écoulant dans le lac IJssel créé après le barrage de l'ancien Zuydersed) figure au premier plan.

Le contrôle quotidien demande une prévision à courte échéance pour savoir quelle partie de la capacité disponible des écluses doit être utilisée pour l'évacuation.

Puisque le niveau moyen du lac IJssel en hiver est fixé plus bas que le niveau d'été et qu'il faut donc décider à quel moment il faut arrêter l'évacuation en vue des apports à venir, une prévision du débit du Rhin à longue échéance s'impose également.

La prévision à courte échéance des Ponts et Chaussées néerlandais permet d'estimer la quantité d'eau provenant du Rhin et arrivant dans le lac 5 jours après l'émission des niveaux observés le long du Rhin. Le point de départ étant la courbe des débits des localités de la Rhénanie et les temps de propagation. L'estimation après 5 jours est corrigée les jours suivants, selon les données nouvelles originaires des parties dans le nord du bassin.

Il va sans dire que les bulletins météorologiques sont également consultés.

La prévision à longue échéance s'occupe surtout du minimum possible du total des débits d'été. Il s'agit alors de connaître la quantité de neige dans les régions plus hautes et l'étude nécessaire pour le contrôle des bassins de retenue en Suisse fournira peut-être des données satisfaisantes. Il faudra aussi faire une prévision de la quantité d'eau provenant de la fonte des glaciers.

## BRITISH HYDROLOGY SUB-COMMITTEE

---

### REPORT ON POTAMOLOGY

---

REPORT BY SIR NELSON JOHNSON.

Subject No. 2.—Progress of hydraulic measurements applied to scientific hydrology, including a description of methods and instruments used for the forecasting of floods, for the recording of precipitation and for the measurement of the accumulation of snow cover in natural conditions.

---

### SUMMARY

Following the appointment of an Inland Water Survey Committee in 1935, all available records were published in two annual volumes entitled « The Surface Water Year Book ». This book gives daily and monthly values of run-off as well as the monthly rainfall. More information will become available as a result of the River Boards Bill which provides for the measurement of run-off in all river board areas where these data are required.

Figures are given for the average monthly rainfall and run-off for the River Thames, above Teddington Weir, covering a drainage area of 3812 square miles.

The effects of atmospheric conditions on the run-off are being studied, and the Meteorological Office is investigating the effect of variations in sunshine, saturation deficit and solar radiation on the annual amount of evaporation.

## TROISIÈME QUESTION — DÉBIT SOLIDE

---

### LA VITESSE ADMISSIBLE ET LA FORCE D'ENTRAINEMENT ADMISSIBLE DANS LE LIT DE LA VISTULE

KAZIMIERZ DEBSKI,  
*Ingénieur, Pologne.*

---

#### RÉSUMÉ

La stabilité du fond du fleuve peut être absolue ou relative. La condition de la stabilité est une relation naturelle entre le débit de l'eau, la pente du fleuve, la quantité et la qualité du débit solide ainsi que la forme et la rugosité du lit.

La vitesse correspondante à cette relation c'est la vitesse admissible. C'est la plus grande vitesse, que le lit du fleuve peut supporter sans détriment de sa stabilité.

Le but de ce rapport est d'expliquer quelle est cette relation dans le lit de la Vistule.

Les matériaux de ce rapport consistent :

1<sup>o</sup> Des résultats des recherches, exécutées en l'année 1940-1941, dans le laboratoire hydraulique de l'École Polytechnique à Varsovie,

2<sup>o</sup> Des résultats des jaugeages du débit de la Vistule dans la période 1919-1939.

D'après des recherches de laboratoire on prépara des diagrammes de la fonction  $c = f(v)$ , où :

$c$  est le coefficient de rugosité, calculé d'après la loi de Chezy

$$v = c \sqrt{i_t}$$

$v$ , la vitesse moyenne croissante.

Les diagrammes nous montrent les coefficients  $c$ , en fonction de la vitesse croissante (en conséquence de l'augmentation de la pente superficielle).

Nous observons quatre phases : dans la première phase le coefficient  $c$  reste en fonction de ligne droite de la vitesse. Cette fonction est exprimée par l'équation :

$$\left(\frac{V}{C}\right)^2 = i t = \text{Constante}$$

Dans cette phase le fond est stable, la force d'entraînement de l'eau est constante.

Dans la seconde phase le coefficient atteint son maximum. Le plissement du fond et le mouvement du sable du fond commencent.

Dans la troisième phase les valeurs de  $c$  deviennent de plus en plus petites. Cette phase est celle du charriage. La force d'entraînement de l'eau croît jusqu'à son maximum après quoi les matières charriées sont entraînées par l'eau dans un état de suspension.

La dernière phase est celle d'entraînement (tabl. A).

TABLEAU A

*Les valeurs caractéristiques des phases de la vitesse.*

Genre du sable	I		II		III	
	$\frac{c}{v}$	$V_1$ m/s	$c$ max.	$V_2$ m/s	$c$ min.	$V_3$ m/s
Naturel.....	120	0,20	28,0	0,30	20,0	0,46
Naturel.....	104	0,25	31,0	0,38	22,0	0,56
Assorti.....	110	0,24	31,0	0,33	18,0	0,51
Valeurs moy..	111	0,23	30,0	0,34	20,0	0,51

Se basant sur les résultats des recherches de laboratoire nous constatons, que les conditions de la stabilité du fond existent dans les deux premières phases du débit. Dans la première phase la stabilité est absolue, dans la seconde elle est relative.

La stabilité existe dans le lit du fleuve, quand la pente superficielle locale ( $i$ ) est en accord avec la pente moyenne du fleuve ( $J$ ).

Cela nous amène à la conclusion que dans le lit de la Vistule existe la première phase des vitesses, si la pente locale superficielle n'est pas plus grande que la pente moyenne des secteurs particuliers du fleuve.

Se basant sur ces résultats des jaugeages exécutés dans le lit de la Vistule on prépara les graphiques des coefficients  $c$  en fonction de la vitesse dans le lit de la Vistule.

On observe que toutes les vitesses sont dans la première phase, c'est-à-dire dans la phase de stabilité, où :

$$\left(\frac{V}{C}\right)^2 = i t = \text{Constante}$$

Puisque ces vitesses sont dans la première phase elles répondent à la condition de la stabilité du fond et peuvent servir à la détermination de la vitesse admissible.

Nous obtenons l'équation suivante de cette vitesse :

$$\sqrt{v} = 0.97 i^{0.0676} t^{0.4907}$$

Cette équation peut être modifiée comme suit :  $\sqrt{v} = \alpha \beta \omega$  où  $\sqrt{v}$  est la vitesse admissible en  $m/s$ .

Les autres valeurs sont :

$\alpha = 1.73 i^{0.0676}$  la correction en fonction de la pente,

$\beta = t^{-0.0093}$  la correction en fonction des profondeurs,

$\omega = 0.56 t^{0.5}$  peut être nommée vitesse fondamentale.

Pour chaque section transversale du fleuve nous pouvons calculer :

1<sup>o</sup> La vitesse admissible par rapport au lit, à sa profondeur et au genre des matières charriées;

2<sup>o</sup> La vitesse potentielle, qui peut se produire dans le lit à fond stable, comme fonction d'une certaine pente, profondeur et rugosité du lit.

La condition de la stabilité du fond c'est l'égalité de la vitesse admissible et potentielle.

La vitesse potentielle peut être calculée d'après la formule de Matakiewicz de l'année 1925.

D'après ces formules nous pouvons déterminer l'équation suivante de la stabilité du fond de la Vistule :

$$\frac{f(i)}{\alpha} = \frac{\beta 0.56 t^{0.5}}{f(t)}$$

Substituant dans cette équation des pentes différentes, nous pouvons calculer les profondeurs correspondantes. A chaque pente correspond une certaine valeur de la profondeur. C'est la profondeur

la plus grande où les vitesses nuisibles ne se produisent encore pas. Cette profondeur est admissible.

Le produit de la profondeur et de la pente correspondante nous présentera la valeur admissible de la force d'entraînement (*fig. 1*).

Le produit de cette profondeur et de la pente superficielle réelle nous présentera la valeur potentielle ou réelle de la force d'entraînement.

La différence entre l'une force et l'autre c'est la valeur de la force d'entraînement libre, qui déplace la matière du fond et transforme le lit du fleuve. Nous trouvons ci-dessous la *figure 2* où ces mêmes forces sont représentées graphiquement.

## RECENT PROGRESS IN THE UNITED STATES IN THE STUDY OF THE PROPERTIES AND MOVEMENT OF SEDIMENT

By  
E. W. LANE  
*Consulting Hydraulic Engineer*  
*U. S. Bureau of Reclamation.*

---

This paper has been prepared to acquaint those interested in the properties and movement of sediment with the work that has been done in the United States since the International Assembly in 1939. Although the viewpoint is primarily that of the sediment engineer, it also covers a great deal of the work which has been done by geologists.

The paper begins with a general discussion of the progress before the war and the start which has been made in the resumption of the work since the end of the war together with the outlook for the immediate future. Due to the extensive development of the water resources of the United States, a beginning on the engineering aspects of this field was made about the time of the last assembly and was actively pursued until the United States entered the war. Very fine work was also carried on by geologists, and through the American Geophysical Union these two groups were brought together. After the war, work in this field has gradually been taken up again. The

development of all the water resources of such large and heavily sedimentladen rivers as the Missouri, Arkansas, and Rio Grande Rivers have necessitated thorough consideration of the sediment difficulties which will be involved, and research on a large scale is very probable in the near future.

The paper then lists with brief discussions the developments which have been made under six headings, giving the principal papers in which the results of the works were recorded and a bibliography to indicate where they may be found. These six groups are (1) defining of the significant properties of sediments, such as size, shape, settling rate, wear and orientation, and the development of improved methods for their measurement; (2) development of methods and apparatus for the measurement of the sediment load of streams; (3) determination of the laws of sediment transportation, both as bed and as suspended load; (4) the flow of sediment in natural streams, and the problems of deposition and scour related thereto; (5) depositions in reservoirs; and (6) beach problems.

The work on the properties of sediments has been primarily that of the geologists. The approach has been quantitative in nature and, therefore, particularly applicable to the problems of the sediment engineer. Extensive progress has been made in apparatus for the measuring of size and settling rates of sediment particles. One of the principal advances has been the development of graphical methods of presenting particle size, statistical analysis, and interpretation of data. The shape of sediment particles has also been investigated and study has been given to the rate of wear of particles in moving down a stream.

The development of methods and apparatus for the measurement of the sediment load of streams has been principally the work of the various agencies of the United States Government which have problems in this field working either individually or in cooperation. They carried on extensive studies which have reviewed past work and lead to the development of improved samples for suspended sediment which have been generally adopted throughout the country. A review of past practice of sediment size analysis and a new method was also devised.

One of the most far-reaching advances of the period has been in the determination of the fundamental laws of sediment transportation. Recent progress in the science of fluid mechanics has made possible the relating of sediment transportation to fluid turbulence

with the result that great strides forward were made toward the working out of the basic laws both for bed and suspended load movement.

The flow of sediment in natural streams has been extensively studied. Considerable work has been done in the study of the formation of meandering streams. The problems of sediment are becoming so important in the field of hydraulic engineering that a branch of that field which may be called sediment engineering is developing. Perhaps the most important of the problems in this field is that due to the deposition of sediment in artificial reservoirs, which limits their life and the future use of the projects that depend upon their storage. Extensive study has been given to this problem, but although much knowledge has been gained, no satisfactory solution of it has been obtained. Another field where much investigational work has been done is that of beach formation and movement.

ÉTUDE DES CONDITIONS SOUS LESQUELLES  
LES PARTICULES SOLIDES SONT TRANSPORTÉES  
DANS LES COURANTS A LIT MOBILE

*par*

L. J. TISON,

*Professeur à l'Université de Gand.*

*Directeur de l'Institut d'Hydraulique.*

---

I. — RECHERCHES SUR LA TENSION LIMITE  
D'ENTRAINEMENT DES MATÉRIAUX CONSTITUTIFS  
DU LIT.

La tension tangentielle  $\tau_0$  pour laquelle le mouvement des matériaux de diamètre  $d$  et de poids spécifique  $\gamma_1$  commence dans un liquide de poids spécifique  $\gamma$  et de densité  $\rho$ , a fait l'objet de recherches de Shields qui l'ont conduit à admettre que le rapport  $\tau_0/(\gamma_1-\gamma)d$  est une fonction de  $Re_* = u_*d/\gamma$ ,  $u_*$  étant égal à  $\sqrt{\tau_0/\rho}$ ,  $\gamma$  étant la viscosité cinématique du liquide.

Par contre, les études de White le conduisent à l'expression

$$\tau_0 = 0,18 (\gamma_1 - \gamma) d \lg \varphi \quad (1)$$

$\varphi$  étant l'angle du talus naturel des matériaux sous eau. Les essais de White vérifient cette formule pour le mouvement laminaire avec  $Re_* < 3,5$ , mais lui donnent des valeurs deux fois moindres si  $Re_* > 3,5$ . White donne une explication de cette constatation basée sur les mesures de turbulence de Fage.

White estime aussi que les valeurs fournies par l'équation (1) doivent être réduites de moitié si le mouvement général est turbulent, mais si  $Re_*$  est inférieur à 3,5; tandis qu'elles doivent être divisées par 4 si  $Re_*$  est supérieur à 3,5 avec mouvement général turbulent.

Nos recherches ont porté sur les discordances existant entre les résultats des deux chercheurs précités. Nous avons déterminé  $\tau_0$ , non seulement par  $\gamma h i$ ,  $h$  étant la hauteur d'eau et  $i$  la pente du mouvement supposé uniforme, mais aussi en utilisant les lois de répartition des vitesses de Prandtl-Karman : ces formules donnent  $v$  en fonction de  $u_*$ , de sorte que des mesures de  $v$  permettent de déduire  $u_*$ .

Nos résultats sont groupés dans un diagramme d'où il ressort que la détermination expérimentale de  $\tau_0$  par une des méthodes indiquées ci-dessus, donne des valeurs égales à celles du  $\tau_0$  données par l'équation (1) divisées par un facteur variant de 2,46 à 6 si  $Re_*$  est inférieur à 3,5 et variant de 4 à 7 si  $Re_*$  est supérieur à 3,5.

La discussion de nos résultats nous conduit à admettre que le rapport de la vitesse instantanée maximum en un point, décelée par le mouvement des matériaux, à la vitesse moyenne locale a une valeur maximum de l'ordre de 6 pour les valeurs de  $Re_*$  inférieures à 3,5. Cette valeur maximum décroît quand  $Re_*$  augmente, et vaut environ 3,5 pour  $Re_* = 10$ . Pour  $Re_*$  égal à 70, elle tombe à 2,5, pour ne plus valoir que 2 quand  $Re_*$  est supérieur à 300. A notre avis le rapport des vitesses considérées doit rester sensiblement constant, mais si les vitesses instantanées de grande intensité et de faible durée ne peuvent exercer leur action que sur les matériaux de faible diamètre correspondant aux faibles valeurs de  $Re_*$ .

D'autre part, nous avons obtenu des valeurs de  $\tau_0/(\gamma_1 - \gamma)d$  différent assez bien de celles de Shields, particulièrement pour les faibles valeurs de  $Re_*$ .

## II. — FORMATION DES « RIPPLE-MARKS » ET DES BANCS

Nous présentons les résultats de nos recherches et constatations qui nous permettent d'attribuer la formation des ripple-marks « primaires » (c'est-à-dire non formés sous l'action d'autres ripple-marks) aux causes conjuguées suivantes :

1<sup>o</sup> Un courant rencontrant le fond obliquement (soit que le courant soit plongeant, soit que le fond remonte);

2<sup>o</sup> Un courant turbulent dit permanent ou un mouvement non permanent présentant une périodicité régulière (vagues venant déferler sur un rivage).

Nous exposons longuement le processus suivant lequel se forment les ripple-marks lorsque ces conditions sont réalisées. Il nous a été impossible de provoquer la formation de ripple-marks en mouvement laminaire permanent.

Les ripple-marks primaires sont donc caractérisés par l'action périodique plus ou moins régulière qui leur donne naissance.

A côté de ces formations primaires, nous distinguons des ripple-marks induits dont la formation a été maintes fois décrites sous l'action des ripple-marks existants.

Les matériaux relativement grossiers présentant une plus grande inertie et subissant l'action de vitesses plus éloignées du fond et dont, par conséquent, les fluctuations sont relativement moins importantes que celles des plus faibles vitesses voisines du fond, formeront plus difficilement des ripple-marks dont la naissance exige une certaine quantité de matériaux fins.

Les bancs de sable et de gravier sont aussi dus à des mouvements non permanents (création, augmentation, localisation, etc. d'un courant) ne présentant aucun caractère de périodicité. Leur existence peut cependant être la cause de la naissance de ripple-marks.

Les ripple-marks ont des longueurs d'onde (espacement) et des hauteurs qui varient avec plusieurs facteurs, comme la vitesse, la hauteur d'eau, le poids spécifique des matériaux, leurs dimensions. Ainsi, un même débit de 15 l/sec. provoque dans un canal de 70 cm. de largeur des ondes de sable qui ont respectivement 18 cm., 5 cm. et 3 cm. d'espacement suivant que la hauteur d'eau est de 3 cm., de 8 cm. ou de 20 cm.

### III. — ACTION DES TOURBILLONS A AXE VERTICAL SUR LE MOUVEMENT DES PARTICULES SOLIDES.

On considère généralement ces tourbillons comme des agents d'érosion puissants. Il y a lieu, selon nous, de distinguer. Nous envisagerons successivement ce que nous appellerons des tourbillons libres, des tourbillons forcés et une classe mixte que nous appellerons des tourbillons fixes.

Nous appelons tourbillons libres ceux qui naissent des surfaces de discontinuité, qui se détachent à l'aval des obstacles (comme les tourbillons de Bénard-Karman par exemple). Ces tourbillons ne sont pas en contact avec des parois fixes (sauf le fond) : d'où leur nom. Dans un fluide illimité et sans frottement, les vitesses seraient données par  $</2\pi r$ . Dans un courant liquide de hauteur limitée, les frottements réduisent ces vitesses de façon inégale et de plus, comme nous allons le voir, les déplacements des particules fluides ne se font pas dans un plan perpendiculaire à l'axe du tourbillon. Nous établissons en effet que les vitesses dans ces tourbillons sont toujours ascendantes : la démonstration de cette propriété est basée sur la considération des accélérations normales. Or, ce sont les vitesses descendantes qui sont les meilleurs agents d'érosion. Ces tourbillons sont donc surtout des agents de transport quand d'autres actions ou des circonstances favorables les chargent de matières solides libérées par une érosion due à d'autres causes.

Semblables tourbillons peuvent ainsi se charger de matières solides fines qu'ils relèvent et qu'ils maintiennent en suspension, de sorte que la répartition de ces matières dans le courant général sera alors très irrégulière et présentera des maxima au passage des tourbillons libres considérés (comme nous avons pu l'établir dans des essais de laboratoire).

*Tourbillons forcés.* — Quand un courant passe d'une partie rétrécie à une partie plus large ou quand il passe devant un élargissement local pénétrant plus ou moins dans les terres, il se forme un tourbillon qui se développe à l'abri des parois qui l'entourent, sauf du côté du courant général.

Le frottement de ce dernier sur la masse d'eau protégée en assure la rotation qui obéit plutôt dans ce cas à la loi  $v = Cr$ . On peut établir que ce tourbillon a aussi ses trajectoires ascendantes sauf là où il

vient buter contre les parois qui l'entourent. A cet endroit, il devient plongeant et il attaque berges et fond.

On peut établir que le courant principal alimente ce tourbillon en eau et en matières en suspension qui se déposent dans la région centrale du tourbillon où les vitesses sont très faibles. Ce tourbillon est donc localement un agent d'érosion, mais il est surtout un agent de dépôt.

*Tourbillons fixes.* — Ils se développent à l'abri d'angles saillants : ils sont fortement ascendants. On leur attribue à tort l'érosion qui est provoquée par des phénomènes connexes.

## BRITISH HYDROLOGY SUB-COMMITTEE

### REPORT ON POTAMOLOGY

REPORT BY DR C. M. WHITE.

Subject No. 3.—Study of the conditions under which solid particles are transported in variable river bed currents (estimation of the shape of the bed, formation of sand-banks, of bars and of holes), the laws of motion of these bodies relative to the speed or depth of the water, the mass and dimensions of the particles, comparing laboratory experiments with tests carried out in natural conditions.

### SUMMARY

Further experiments in macro-formation carried out at the Imperial College of Science, London, have confirmed that meander primarily originates in the bed and that the cutting of the banks results from changes in the bed. These results obtained with a symmetrical entrance concern an early stage in which a flat bed is itself unstable and determines an initial meander-wave-length which is independent of upstream conditions. In experiments in U. S. A., Friedkin with an asymmetrical supply, representing a later stage, showed that upstream conditions can influence conditions far downstream. Thus two distinct stages are recognised.

The representation of characteristic river dimensions by non-dimensional groups is discussed and, from experiments, the value of such groups for defining the type of bed and meander formation is estimated.

Work by Inglis (1947) on meander phenomena and by Allen (1947) on the vertical exaggeration of models are described and results quoted. Other experiments by Allen (1947) to determine the speeds that will move various submerged mounds, show that the packing and placing of the solids is more important than the weight of individual particles in resisting erosion. On the rate of removal of material some paradoxical results have been obtained by White and Cayed at the Imperial College. A fine sand known to be subject to viscous effects eroded according to the law that is valid when these effects are negligible. It was also found that coarse sand eroded faster than fine sand at equal water speeds. These striking results were traced to the ratio of stream-size to grain-size which neutralised the effect of water-speed.

It is suggested that insight into river actions may be glimpsed from tidal-estuaries and from their models, but the difficulties attending such comparisons are explained.

Bagnold by oscillating a tray of sand at known frequency and amplitude under still water, has studied the influence of sand size and density upon ripplemark. In a wide range of conditions, wherever sand movement occurred it developed into a regular system of symmetrical ripples, usually similar in shape to gravity waves on the surface of deep water.

---

#### 4<sup>o</sup>) HORS SÉRIE

---

### NATURAL STORAGE EFFECT IN THE MOUNTAINOUS DRAINAGE AREAS OF THE CARPATHIAN BASIN

By

EMIL MOSONYI, (Dr. Techn.)

\* Chief of the Water Power and River Canalization Office,  
Hungarian Ministry of Agriculture.

---

Drainage areas in the eastern region of the Carpathian Basin have been investigated by the author with special regard to hydrological design of larger storage reservoirs. Mathematical laws recently determined by the author are fairly well followed by run-off

conditions in the most unfavourable storage years, i. e. where greatest aridity and most extreme temporal distribution of discharges prevail. The mass curve of run-off in years decisive for storage can be well approximated by a parabola of higher degree which has a ( $\varphi$ ) factor in its formula dependent on the size of and geological conditions in the drainage area. Owing to natural storage, in the same climate zone, i. e. where similar precipitation conditions are prevailing, run-off in drainage areas with pervious sub-strata is more equalized (the  $\varphi$  factor is smaller) than in those of impervious character.

Through the discharge measurements of 1939-1944 and elaboration of hydrographical data for a 30-40 year period, the author has found a logarithmic connection between the size of the drainage area and the hydrological factor  $\varphi$ . It seems to be relevant to distinguish three different logarithmic functions corresponding to drainage areas of A) impervious, B) semi-pervious, and C) pervious character. These functions are shown by straight lines in a semi-logarithmic system of axes. Consequently, by the above mentioned factor, mainly natural storage in the drainage area is expressed. Based on geological and topographical conditions, drainage areas of the examined mountainous region may be grouped in the above three points and after the grouping and the size of the drainage area (through geological and hydrographical maps) theoretical computation of the hydrological factor characteristic for natural storage is rendered possible. In case of homogeneous geological constitution, this value can be found on one of the characteristic A, B or C lines, while in case of drainages areas with heterogeneous parts, factor  $\varphi$  is within the straight lines.

In knowledge of both total run-off in any dry year and of the  $\varphi$  factor, through the theoretical formulae of the author, the most unfavourable possible run-off and the mass curve decisive for necessary capacity are issued. The latter may be called characteristic mass curve.

The hydrographical data are very often far from being complete and so the discharge curve cannot be plotted : and what is more, for smaller streams even gage observation data are deficient or entirely missing. Consequently total run-off of the dry year cannot always be computed directly. Here discharges are to be determined from precipitation data with regard to the run-off coefficient for the dry year. A fare more unfavourable situation is faced when

precipitation of the driest year cannot be reckoned even from readings of the observing stations in the examined drainage area. For solving this often occurring alternative, a fairly approximating method is given by the author. After elaboration of readings for a 15-60 year period of 121 observing stations, it became evident that the ratio between average annual precipitation and minimum annual precipitation may be taken as constant for the whole of the examined district. (Numerically : 10 56.) The precipitation map of the Hungarian Meteorological Institute shows the isohyeta lines based on a 30 year period average precipitation. With this map and the above factor, the precipitation of the driest year in any drainage area can be computed.

By the  $\varphi$  factor, relative value of the maximum deviation between the actual mass curve and the straight line corresponding to full equalization is expressed. The author is of the opinion that the  $\varphi$  factor may be used for characterizing inner storage effect in any drainage area.

Beyond scientific hydrology, for engineering practice, too, a suitable designing method is presented in the proposed system. Above all, directly applicable results are offered for hydrological design of storage reservoirs. Namely, if demand of consumption is given, ordinate differences between the mass curves of run-off and consumption show stored water of the reservoir. The maximum value of these ordinate differences is equal to the required storage (reservoir) capacity. If temporal variation of consumption is mathematically explicable (through a continuous and differentiable function) necessary storage capacity may be derived and in knowledge of factor  $\varphi$  it can be simply and easily computed.

The characteristical mass curve is used for computing necessary storage capacity of annual reservoirs. The author's other hydrological examinations enable us to get an idea not only about run-off conditions in the dry year but also about the relation between multi-annual periods of arid and rainy character. At the same time these investigations are offering the possibility of computing necessary capacity of reservoirs for multi-annual or, what is more, for total equalization.

PARTIAL REDISTRIBUTION OF THE DYNAMIC FORCES  
OF ROTATION OF THE EARTH, INITIATED  
BY RADIANT ENERGY FROM THE SUN,  
CONSIDERED AS THE SOURCE OF OROGENIC FORCES

*By*  
JOEL E. FISHER.

---

ABSTRACT

There is first described the closed system of water circulation on the earth, by which excess of evaporation over precipitation in the tropics, offsetting excess precipitation over evaporation in higher latitudes, results, through gravity, in a polarward flow of air currents carrying water vapor in both hemispheres. Conversely, these same disbalances result in an equatorward return flow of (liquid) water in both hemispheres. The magnitude of this return flow of water, the length of the mean path of any one individual drop of water, involved in this flow, are calculated.

Rotational effect of the earth is seen to give an easterly component to the movements, polarward, of air masses, and a westward component to the equatorward, return flow of precipitated water. The frictional drag of the eastward flowing air masses is calculated as insignificant, and the conclusion is reached that most of the energy constantly added to the atmosphere by this reaction is dissipated into heat of friction and compression, particularly compression involved in cyclonic storms, and compression involved in the myriads of minute adiabatic vibrations of sound incidental to impact of winds on obstructions.

On the other hand, as the westward deflection of equatorward return flow of water reacts as one non-compressive mass, against other non-compressive masses—i.e., the crust of the earth, the value of such reaction is measured using the well known equation in hydraulics,

$$F = \frac{W}{g} \Delta \bar{V}$$

Where  $F$  is the force, or reaction;  $W$ , the mass of water flowing through in unit time, and  $\Delta \bar{V}$  the vectoral change of velocity of the water, between

the two points under consideration. (Here, the increase in easterly velocity of the surface of the earth between the points of beginning and of ending of the mean path of a drop of water as obtained before).

It is found that this force, continued over a length of time commensurate with entire geological periods, is able to do work of an order magnitude represented by the elevations, to those pristine originally indicated altitudes, of all the existing mountain ranges of the earth.

Returning to the nature of this westward-working dynamic force—a force associated not only with every equatorward flowing river, but also, and more important, a force associated with much larger bathysmal ocean currents, it is shown that these forces are in effect a torque tending to reduce the rotational velocity of the earth. Analyzing this torque, it is seen to be applied wholly through the thin rigid crust of the earth, and were the crust uniform, the only result would be a retardation of the earth. However, there being regions of weakness in the crust, such as wide and deep geosynclines filled with soft sediments of recent age, the conclusion is made that in such cases, rigid crustal blocks to their eastward way be expected to slide over the more flowable basements, riding down on the weaker sediments and compressing them into folds, until the work done in the elevation of sediments in such folding and faulting, plus loss of heat by friction, balances the forces seeking release.

Further, insofar as such torque does succeed, by viscous drag on a flowable basement, in also reacting on the flowable interior, the principle of least work will tend to squeeze flowable magma up, against gravity through that same area of weakness. The final result of such processes will be a mountain range striking roughly north-south.

Finally, it is shown that any disturbance in the dynamic balance of the earth's rotational elements due to an asymmetrical uplift of a north-south range of mountains will tilt the earth's axis of gyration. This will tilt the plane of the earth's equator, which in turn will cause a migration of the earth's equatorial bulge—towards the north on one side, towards the south on the other. If areas of weak geosynclines happen to be in the path of the migrating equatorial bulge of the earth, reactions similar to those of the direct westerly-working forces will be produced, except that, as the forces are in this case north-south forces, the results will be mountain ranges trending east-west, such as the Alps-Caucasus-Himalaya system.

Arcuate ranges are also shown to be explained by a combination of these forces; and the principle of least work is shown to act as a balance against which both north-south and east-west ranges tend to be approximately equal in mass.

The whole is presented as a mechanism, roughly similar to a pair of reaction turbines, one steam and the other water—one, the atmosphere, and the other the hydrosphere of the earth, whose operation depends on radiant energy from the sun, resulting in stresses in the crust of the earth both east-west and north-south—and also, combinations of them both, which when bearing down on weakly-resistant areas of recent sediments, find relief by doing work against gravity, in folding and elevating such areas, rather than by doing work in the more arduous path of retarding the rotation of the earth as a whole.

---



COMMISSION DES EAUX SOUTERRAINES



## PREMIÈRE QUESTION — INFILTRATION

---

# THE EFFECT OF THE YEARLY FLUCTUATIONS IN RAINFALL ON THE FLOW OF GROUND-WATER FROM AN EXTENDED AREA OF RECHARGE

*Investigations into the fluctuations in the natural discharge of ground-water from the Veluwe-district in the Netherlands.*

---

*Paper presented by the Netherlands State Institute for Water Supply.*

---

### ABSTRACT

A lake in the centre of the Netherlands is recharged by a strong but varying flow of ground-water from the adjacent hilly lands. The variations in this ground-water flow are caused by the yearly fluctuations in the rainfall on the hilly area of recharge.

For reasons connected with the reclamation of the Zuiderzee, it was necessary to know the variations in the recharge of the lake by the inflowing ground-water. The problem was studied in two ways: (1) the effect of the varying rainfall on the discharge of ground-water was submitted to mathematical analysis; (2) the phenomenon was investigated by means of model-research. Bij comparing the results of both widely differing methods of investigation an insight in their accuracy could be gained.

### MATHEMATICAL ANALYSIS

The rainfall on the area of recharge, reduced by the evaporation, could best be approximated by a precipitation varying sinusoidally with a period of a year. From the analysis of the effect of such precipitation on the discharge of ground-water from an area of infinite extent, it appeared that there exists an analogy between this problem and that of the propagation of tidal fluctuations in a body of ground-water, communicating with open water in which a tidal oscillation, likewise with a period of a year, is maintained. As the hilly area of recharge in question was of sufficient extent to be regarded as infinite, the formulas for the propagation of tidal fluctuations in ground-water could be used for investigating the effect of the varying precipitation on the variations in the recharge of the afore-mentioned lake.

## MODEL-RESEARCH

The model used in the laboratory of the State Institute for Water Supply consisted mainly of two parallel glass plates mounted together with an interspace of capillary dimensions. A viscous liquid passing laminarily between these plates will encounter a linear resistance. Likewise ground-water passing through the soil encounters a linear resistance. This conformity if the principle on which the model experiments were based.

In the model the body of ground-water in question was imitated on a small scale and the variations in the discharge at the end of the model were measured, the intensity of the rain supplied in the model varying sinusoidally with a period of a year.

## RESULTS OF THE INVESTIGATIONS

It appeared that the results of the model-research agreed very well with those of the mathematical analysis. So both methods of investigation may be accepted as sufficiently reliable.

From the investigations it was found that a lag in phase exists between the sinusoidally varying precipitation and the variations in the discharge of ground-water into the lake. For the case in question this lag in phase corresponds with a length of time of  $2 \frac{1}{4}$  months. This leads to the conclusion that the effect of a dry period is perceptible in the discharge of ground-water into the lake only  $2 \frac{1}{4}$  months after the beginning of the arid period.

## NOTE SUR LA PERCOLATION PROFONDE DES PRÉCIPITATIONS D'EAU DANS LES MASSIFS CALCAIRES

par

J. TIXERONT,

*Ingénieur des Ponts et Chaussées,*

*Chef du Service Hydraulique*

*de la Direction*

*des Travaux Publics de Tunisie; ET*

E. BERKALOFF,

*Géologue,*

*Ingénieur I.S.G.S.*

*Chef du Bureau d'Inventaire*

*des Ressources Hydrauliques*

*de Tunisie.*

---

L'étude de la percolation profonde dans les massifs calcaires de Tunisie a pu être abordée dans quelques cas particuliers simples : massifs calcaires de faible étendue dont on connaît tous les exutoires d'eau.

Elle était basée sur l'évaluation des apports d'eau au sous-sol en tenant compte des fluctuations observables du plan d'eau dans des puits témoins, ou des variations de débit des sources, et comportait trois stades successifs :

a) Recherche de la relation entre l'altitude du niveau hydrostatique (ou le débit des sources) et la réserve d'eau accumulée en sous-sol.

b) Évaluation des apports d'eau successifs en tenant compte des fluctuations observées du niveau hydrostatique ou des variations du débit des sources.

c) Recherche de la relation existant entre la hauteur des précipitations et le volume des apports d'eau, faite en déterminant la valeur des paramètres  $H_0$ ,  $S'$  et du coefficient  $\alpha$  de la formule suivante :

$$A = S' [\Sigma h - H_0 - \alpha \Sigma e]$$

avec :

$S'$  Surface du périmètre d'alimentation effectif.

$\Sigma h$  Hauteur cumulée des précipitations depuis le début de la suite pluvieuse envisagée jusqu'à la fin de la dernière pluie ayant pu saturer le sol.

$A$  Volume d'eau de percolation correspondant aux précipitations  $\Sigma h$  envisagées.

$H_0$  Hauteur d'eau susceptible d'être retenue par le sol.

$\alpha$  Coefficient numérique.

$\Sigma e$  Hauteur cumulée d'évaporation d'eau  $e$  correspondant à l'intervalle de temps existant entre la première précipitation de la suite pluvieuse envisagée et la dernière pluie ayant pu saturer le sol.

La recherche de la valeur des paramètres  $S'$ ,  $H_0$ , et du coefficient  $\alpha$  a été faite graphiquement par des approximations successives en tenant compte des moyennes de l'évaporation observée.

En procédant ainsi on a déterminé pour les trois massifs étudiés :

Djebel Chennata.....  $\alpha = 0,5$   $H_0 = 60$  mm.

Djebel Zaghouan .....  $\alpha = 0,4$   $H_0 = 85$  mm.

Massif de Bent Saïdane ..  $\alpha = 0,4$   $H_0 = 120$  mm.

La valeur de  $S'$  trouvée étant pratiquement égale à celle de la surface d'affleurement des roches aquifères.

L'accord entre l'observation et le calcul des apports d'eau par la formule de percolation indiquée était satisfaisant pour la pratique.

Nous estimons donc que la méthode d'évaluation des réserves et de percolation d'eau utilisée par nous peut servir de base à la conduite rationnelle d'exploitation d'eau des massifs étudiés et à étudier.

## BRITISH HYDROLOGY SUB-COMMITTEE

---

### REPORT ON SUB-TERRANEAN WATERS

---

REPORT BY DR. R. K. SCHOFIELD.

Subject No. 1.—Infiltration (absorption by the soil), factors which determine the degree of infiltration of the rainfall, taking into account the effect of plants, the configuration of the soil, etc. and the importance of these influences.

---

### SUMMARY

A description is given of some recent work at Rothamsted Experimental Station when the close relation of transpiration by plants to evaporation from open water was demonstrated. It was also found that transpiration is not closely related to the rate of growth and approximate factors connecting evaporation from grass and from open water were derived.

At Cambridge University soil moisture deficits have been evaluated and from the records it has been possible to determine the last date in spring when there was no deficit for soil moisture and then to find when the accumulated rainfall had again overtaken the accumulated evaporation.

Until more measurements of evaporation from vegetation are available, it is necessary to supplement direct observations by estimates based on meteorological data. Penman has deduced an equation which gives a reliable estimate of the evaporation from open water, using wind speed, air temperature, dew-point and seasonal values of hours of sunshine.

## BRITISH NATIONAL COMMITTEE HYDROLOGY SUB-COMMITTEE

---

REPORT BY CAPTAIN W. N. McCLEAN.

Subject No. 1.—Balance sheet of inflow and outflow and of rainfall and evaporation.

---

### SUMMARY

The natural lake affords from actual measurement and record the fullest data of rainfall and run off. Loch Quoich in North-west Inverness-shire provides an ideal layout for detailed correlation of rainfall and run-off. A description of the Loch is given together with an account of the steps which have been taken to obtain a series of records of inflow and outflow.

## THE LYSIMETERSTATION AT CASTRICUM (Holland)

BY  
DR. L. J. L. DEIJ.

---

### ABSTRACT

In 1936 the then Director of the Provincial Water Works of North-Holland (P. W. N.) took the initiative to establish a lysimeterstation in the dunes near the principal pumping station at Castricum. The P. W. N. in providing the major part of North-Holland with drinking water, disposes of vast areas in the dunes between Bergen and Wijk aan Zee. In this region a strong enlargement has been given to a Scattered afforestation. The question arises whether this afforestation will be profitable or not for the winning of potable water.

Four lysimeters of armed concrete, each with a surface of  $25 \times 25 = 625 \text{ m}^2$  and a depth of 2.50 m were builded and made ready in 1941. The lysimeters, numbered I, II, III and IV, are sunk in the ground at distances in a completely flattened terrain, surrounded by a slightly hilly landscape of dunes. They are carefully filled with pure sand and they have got, except No. I, a planting that is continued in the nearest surroundings. Upon lysimeter II one finds a normal lowly growing dune vegetation, consisting of

grass, bent, thorn bushes, creeping willows and blackberry bushes. Upon lysimeter III oaks, alder-trees and birches were seeded and upon lysimeter IV pines, with the aim that in future they will grow up to a real wood. By means of a system of gutters at the bottom of the lysimeters a constant water table is maintained at 2.25 m below the surface of the earth. The drain water that flows off is measured in a large measuring reservoir of 5.5 m depth by means of a floating gauge.

In cooperation with the Royal Dutch Meteorological Institute the lysimeterstation has been equipped with a comprehensive collection of meteorological instruments. The regular climatological observations are running from June 1941. Up to now it has not been possible to execute the plan to determine the evaporation during short periods in relation to the meteorological circumstances on account of the lack of the special needed instruments and the difficulties experienced in manufacturing them during and after the war.

Merely the annual amounts of water evaporated from the four lysimeters have been determined.

In the near future the principal purpose will be the regular determination of the soil moisture content.

## INFILTRATION IN RELATION TO PERMEABILITY IN SWEDISH SOILS

BY

DR. GUNNAR EKSTROM,  
*State Geologist, Geological Survey of Sweden.*

### SUMMARY

The mean annual precipitation in southern Sweden is about 550 mm and the evaporation is calculated to be 360 mm. It is reasonable to assume that about half of the rest of the precipitation, about 100 mm, percolates into the ground and constitutes the ground water.

The amount of precipitation infiltrated varies, however, considerably owing to differences in the permeability of the soil.

Frost in the ground has a great influence on the infiltration. It reduces the permeability of the soil more or less. When the ground frost breaks up, however, the soil becomes more permeable because

of the frost fissures. The frost also influences the structure of the humus-containing surface soil. It becomes finer or coarser and thus affects the infiltration.

Rain causes a temporary soil-settling and compression of the surface layer. The surface of coarse clay with a high content of very fine sand and silt will be affected by rain and become dense and almost impermeable.

The extent of loosening in the surface soil greatly influences the infiltration. Cultivation, therefore, plays an important role.

The permeability in very well-assorted, coarser sediments is directly proportional to the square of the grain size. As regards the ordinary and more or less unassorted sediments it depends on the mechanical composition or the state of gradation. The degree of packing and the grain-shape also have an influence.

In soils containing little or no clay the ground water and the sinking water move through the pores throughout the whole layer. A laboratory test by means of a permeameter or some similar instrument will give a sufficiently accurate measure of the permeability.

A clay subsoil, however, is not homogeneous from an hydrological point of view. The permeability depends here on the quantity of large interstices, shrinkage fissures, worm holes and root canals in the clay.

The uppermost layers of a sedimentary clay are more or less dried up, generally to a depth of about two metres, "the dry crust". The underlying, highly water containing clay has a soft and soapy consistency, "the soap clay", and this layer is impermeable. The dry crust is divided into the upper and the lower dry crust. In summer the former layer has shrinkage fissures and in winter frost fissures, which decrease more or less owing to water absorption during wet periods. They are temporary fissures. The lower dry crust has stable fissures, which seem to have a permanent width, constituting the reservoirs for the ground water and drawing it off to the drain pipes in a drained area. According to another opinion, however, these fissures are not strictly permanent, being variable in width and influencing the permeability accordingly.

In a common clay subsoil the fissures are very narrow, about half a millimetre or so, and the soil is consequently not very permeable. When the subsoil is filled up with water, when the snow is thawing or after much rain, the subsoil becomes almost impermeable. In a

drained area the ground water in the surface soil then will run upon the upper surface of the subsoil until it comes to the very permeable soil above a drain pipe.

In muddy clay and mud ("gyttja") the fissures in the lower dry crust are usually very broad and the subsoil in the upper dry crust has a grainy or dice-cracked structure. These sediments are consequently very permeable and self-draining.

The volume of the fissures in clay sediments has been investigated. The stream lines of the ground water around the drain pipes in fine, sandy, clay-free soils have been studied, as also has the permeability of clay-poor moraines, moraine clays and peat soils. A field method has been elaborated for determination of the permeability: water is pumped from one bore hole and observations are simultaneously made in adjacent bore holes to study the sinking of the ground water. The run-off of ground water from several drain systems has been measured during several years.

---

**DEUXIÈME QUESTION**  
**VARIATION DU NIVEAU DE L'EAU**

---

**VARIATIONS DU NIVEAU DE L'EAU**  
**ET DE LA PRESSION ASCENSIONNELLE**  
**DANS LES PUITS.**

LEUR MESURE ET LEUR INTERPRÉTATION

PAR

PIERRE KOCH,  
*Ingénieur en Chef*  
*des Ponts et Chaussées,*  
*Directeur des Eaux*  
*et de l'Assainissement*  
*de Paris.*

AUGUSTE VIBERT,  
*Ingénieur Général*  
*de la Ville de Paris,*  
*Professeur*  
*à l'École Normale Supérieure*  
*de l'Enseignement Technique.*

---

Il existe une relation certaine entre le niveau de l'eau dans les puits s'alimentant au sein d'une même nappe aquifère et la pression interne ou ascensionnelle aux différents points de cette dernière. D'une façon générale, cette relation est délicate à mettre en évidence,

eu égard au grand nombre de facteurs qui interviennent dans le comportement d'une nappe, ainsi qu'aux difficultés auxquelles donne lieu la configuration exacte d'un complexe naturel dont la forme échappe généralement à toute définition géométrique.

Toutefois, pour le cas des nappes du crétacé inférieur du Bassin parisien, on peut, par une schématisation assez poussée, il est vrai, non seulement expliquer les phénomènes de variation de niveau et de débit constatés sur les ouvrages de captage s'alimentant dans ces nappes depuis plus d'un siècle, mais également en donner un ordre de grandeur.

Ces nappes, qui sont bien connues et qui trouvent leur gisement dans les « sables verts » ou « sables du Gault » des assises du crétacé inférieur, décrites par tous les traités de géologie du monde, sont très puissantes, tant en raison de leur grande superficie, qui représente environ le 1/5<sup>e</sup> de la superficie totale de la France, que des énormes quantités d'eau qu'elles renferment et qu'elles ont déjà fournies depuis le début de leur exploitation.

Tous les forages pratiqués dans la partie centrale de ces nappes sont artésiens. Ceci tient à leur configuration qui est sommairement décrite par le rapport. Les premiers de ces forages furent même jaillissants et produisirent des débits relativement importants, qui firent impression au moment de leur achèvement. Toutefois, au fur et à mesure que le nombre des forages croissait, cette qualité du jaillissement, que certains considéraient comme essentielle, s'amusait et corrélativement les débits des ouvrages diminuaient. Aussi se trouva-t-on dans la nécessité de placer sur ceux-ci des pompes d'exhaure captant les eaux à des profondeurs de plus en plus grandes.

Cette situation créa dans l'opinion publique une certaine émotion. Des géologues étudièrent la question et attribuèrent les phénomènes constatés à l'épuisement des nappes intéressées. Corrélativement, pour remédier à cette situation, ils proposèrent la réalimentation des nappes par des puits absorbants, ménagés dans les affleurements de l'Albien, qui dessinent, au sud-est et à l'est de la capitale française, une auréole large de plusieurs kilomètres et ayant un rayon moyen de l'ordre de 180 kilomètres.

Or une étude attentive des phénomènes observés sur les forages en exploitation montre que leur cause est différente, et à peu près exclusivement d'origine hydrodynamique. Elle réside dans les pertes

de charge auxquelles donne lieu l'écoulement souterrain des eaux de la nappe depuis les affleurements alimentaires jusqu'aux puits, dont les plus importants et les plus nombreux sont concentrés soit à Paris même, soit aux environs immédiats. Le trajet accompli par les eaux depuis leur infiltration dans le sol jusqu'à leur venue au jour représente en effet une longueur de 180 à 200 kilomètres environ. Pendant ce trajet, la percolation des eaux, au travers des assises sableuses des nappes, donne lieu à une déperdition d'énergie qui a évidemment sa répercussion sur tout le régime des pressions internes au sein de celles-ci.

La circulation de ces eaux obéit à la loi de Darcy :  $J = \alpha u$ , dans laquelle :

$J$  représente la perte de charge unitaire

$u$  la vitesse moyenne correspondante

$\alpha$  un coefficient de proportionnalité qui dépend de la nature du terrain.

Moyennant certaines hypothèses simplificatrices qui ne changent rien à l'importance qualitative des phénomènes et qui se justifient d'ailleurs par des considérations simples contenues dans le rapport que nous résumons, il est facile de montrer que la diminution de pression ascensionnelle, pour un puits situé au centre de Paris et qui aurait un diamètre tel que la vitesse des eaux à l'intérieur du tubage soit constante et égale par exemple à un mètre, serait exprimée en mètres d'eau quel que soit le débit retiré de l'ouvrage, par une expression de la forme :

$$J = H - h = \frac{Q}{\pi \epsilon \lambda} \left[ \log_e R - \log_e K Q 1/2 \right]$$

Dans le cas considéré, et moyennant l'adoption de valeurs moyennes pour les différents facteurs qui y entrent, celle-ci peut s'écrire finalement :

$$J = H - h = 20 Q \left[ \log_e 180.000 - \log \sqrt{Q} \right]$$

Cette formule n'a évidemment aucune prétention à une exactitude rigoureuse. Elle reproduit néanmoins avec une certaine fidélité l'ordre de grandeur des phénomènes qui ont été constatés sur les puits artésiens du Bassin parisien.

La théorie dont elle découle est en parfaite relation avec les lois de la circulation des fluides dans les milieux poreux. Par ailleurs, elle est suffisante pour expliquer toutes les manifestations constatées sur

les forages de l'Albien. Elle met en évidence le peu de part que l'épuisement proprement dit joue dans les phénomènes observés ; il serait dès lors illusoire de fonder des espoirs sur une solution impliquant la réalimentation des nappes intéressées ; en effet cette opération ne serait pas susceptible d'améliorer d'une façon notable la pression ascensionnelle dans les puits implantés dans la partie centrale de la nappe, qui reste entièrement subordonnée au phénomène mécanique de la dissipation d'énergie auquel nous venons de faire allusion. Il est précisé toutefois que cette conclusion n'est valable que pour les nappes intéressées, la réalimentation pouvant au contraire jouer un rôle efficace dans d'autres cas.

## FLUCTUATIONS OF WATER LEVELS AND ARTESIAN PRESSURES IN WELLS IN THE UNITED STATES, THEIR MEASUREMENT AND INTERPRETATION<sup>1</sup>

by F. GUYTON

### ABSTRACT

About 20,000,000,000 U. S. gallons (75 million cubic meters) of water is withdrawn from wells each day in the United States. Although the war ended more than 2 years ago and many large supplies for military establishments and war industries have been shut down, the total use of ground water is increasing steadily. As a result, intensive ground-water investigations are needed with ever-increasing urgency.

The measurement and interpretation of water-level fluctuations in wells is an integral part of almost every ground-water investigation. The U. S. Geological Survey, in cooperation with State and municipal agencies, conducts a long-range program of observing the water levels in about 7,000 wells throughout the country. About 350 of the wells are equipped with automatic water-stage recorders. The records from this program are published annually in a series of six Water-Supply Papers, with adequate descriptive text so that they may be conveniently used by the public. In several States, separate water-level programs are maintained by State agencies.

---

(1) By W. F. Guyton, U. S. Geological Survey, January 1948.

The wetted-tape method is usually the most accurate, reliable, and convenient means of measuring the depth to water in nonflowing wells. However, other methods, such as by electrical means or air lines, are useful in special cases. For flowing wells, indicating or recording pressure gages are generally used, although mercury manometers that are more nearly accurate are used in some places.

Automatic recorders afford the best means of observing rapid and irregular water-level fluctuations. The type of recorder most generally used on nonflowing wells consists of a float that rises and falls with the surface of the water, a device for transferring the motion of the float to a recording drum, and a time driving mechanism.

Water levels in wells are measured primarily for three broad purposes: (a) To maintain a current inventory of available water supplies; (b) to make possible the prediction of supplies that will be available in the future; and (c) to make possible the prediction of stream flow during periods of no precipitation.

The water level in a well is sensitive to every force that acts upon the body of water with which the well communicates. Hence, in most wells the water level fluctuates almost constantly, often in a complicated manner. Careful selection of the observation wells and painstaking analysis of the records are necessary for evaluation of the effects of specific forces. Hydrographs may be selected showing fluctuations of water levels produced by precipitation, evaporation and transpiration, pumping, variations in atmospheric pressure ocean tides, earth tides, earthquakes, moving weights such as railroad trains, variations in stream stage, variations in temperature, changes in permeability of the aquifer, and the like.

In the early part of the 20 century, when the importance of fluctuations of water levels was first beginning to be adequately recognized, the interpretation of the fluctuations was largely accomplished by simple empirical methods. Later, more complicated graphical and statistical methods were put into use, and recently several authors have applied mathematics to the correlation of fluctuations with their causes.

In recent years the problem most often encountered in ground-water investigations has been that of predicting fluctuations of water levels that will be caused by future withdrawals of water. C. V. Theis has pointed out that the essential factors which control the response of an aquifer to development by wells are (a) the distance to, and

character of, the recharge; (b) the distance to the locality of natural discharge; and (c) the character of the cone of depression in the given aquifer.

Theis has given the formula for the cone of depression in the ideal homogeneous and isotropic aquifer of infinite lateral extent as:

$$s = \frac{114.6 Q}{T} \int_z^{\infty} (e^{-u/u}) du$$

in which

$s$  = drawdown at any point, in feet

$Q$  = rate of discharge of the well, in gallons a minute

$T$  = coefficient of transmissibility, the number of gallons of water that will pass in one day through a vertical strip of the aquifer 1 foot wide under a unit pressure gradient

$r$  = distance between pumped well and point of observation, in feet

$S$  = coefficient of storage, the amount of water in cubic feet that will be released from storage in each vertical column of the aquifer having a base 1 foot square, when the water level falls 1 foot

$t$  = time the well has been discharging, in days

$z = 1.87 r^2 S / T t$

$u$  = a dimensionless quantity varying between the limits given

Before Theis presented this formula in 1935, the most reliable index of the quantity of water that a formation will yield was considered to be the empirical correlation of long-term records of pumpage and water levels in wells. Now, however, pumping tests are being depended on in estimating safe yields in many cases. A pumping test and the use of its results are essentially a process of obtaining for the formation under investigation the equation of a water-level drawdown curve for a short period of time and extending the curve over a longer period by means of the equation. Where the computed drawdowns are properly adjusted for boundaries and changes in character of the formation not taken into account by the equation, fairly accurate predictions can generally be made.

Although this and other methods of interpreting water-level fluctuations have been extremely valuable, much refinement in the methods is yet needed if the growing demand for more exact appraisal of our ground-water supplies is to be met. Future improvements and development of new methods are expected to be widespread.

## BRITISH HYDROLOGY SUB-COMMITTEE

### REPORT ON SUB-TERRANEAN WATERS

REPORT BY DR. W. F. P. McLINTOCK.

Subject No. 2. — Variation of the water level in wells — its measure and interpretation.

#### SUMMARY

The records of water levels in wells throughout Great Britain fall into three groups: measurements made at regular intervals in the same well, those made in a number of wells in a large or small region over a relatively short period and the random records collected from all parts of the country at various times. The last group contains the records collected for more than a century by the Geological Survey of Great Britain, and consists of measurements of levels from many thousands of wells. The data available have been published in the Water Supply Memoirs up to 1938 and as Wartime Pamphlets issued by the Geological Survey between 1940 and 1946.

Recent legislation has been designed to meet the need for systematic measurements over a wide area. Simultaneous annual readings of rest levels, pumping levels and yields, together with a record of total abstractions, will begin in October, 1948.

## ÉTUDE DE LA SURFACE LIBRE DES NAPPES PAR LES CARTES DES COURBES ISOPIÉZOMÉTRIQUES ÉCOULEMENT, ALIMENTATION ET SEUILS HYDRAULIQUES

*par*

M. CASTANY.

Cette note a pour but de présenter deux études actuellement importantes pour l'hydraulique souterraine de la Tunisie :

I. — Les caractéristiques des nappes quaternaires de Kairouan et de Grombalia;

## II. — Les seuils hydrauliques de la Tunisie centrale.

Elles nous ont conduit à dresser avec précision et à étudier en détail les cartes des courbes isopiézométriques.

### I. — Caractéristiques des nappes quaternaires des régions de Kairouan et Grombalia.

#### a) Cuvette de Djébibina-Kairouan. — Sidi El Hani.

Les courbes isopiézométriques épousent, en général, la forme des courbes de niveau et font ressortir nettement les zones de drainage du système hydraulique. *Dans le secteur nord* la surface libre présente d'importantes anomalies. A la partie la plus septentrionale les courbes isopiézométriques très rapprochées présentent une forte concavité tournée vers les cotes décroissantes et en direction du sud. La pente hydraulique très forte (4 pour 1.000) et la perméabilité indiquent un *fort débit* et par suite une *alimentation importante*. La courbe 60 tangente aux affleurements de la bordure ouest montre une *venue latérale* très forte. Ces hypothèses sont confirmées par les études chimiques. Plus au sud les courbes s'espacent et la pente hydraulique devient moins rapide (1 pour 1.000). La perméabilité étant moins bonne l'*écoulement de la nappe est donc faible*. Par contre vers l'ouest, dans les terrains des cônes de déjection de l'Oued Nebaana, la perméabilité est plus forte, le *débit augmente* et par voie de conséquence l'alimentation. Au centre la plaine d'El Metbasta, à écoulement lent joue le rôle de bassin d'évaporation épuisant les eaux qui ne se sont pas écoulées vers la cuvette du Lac Kelbia. *Dans le secteur sud* l'unité hydraulique est constituée par les cônes de déjection des oueds Zéroud et Marguellil. L'écoulement s'opère, d'une part du S.-O. vers le N.-O. en direction du lac Kelbia et d'autre part au S.-E. vers un accident tectonique N.-S. jalonné par les sources d'Aïn el Ksar-Aïn Tarfaïa. On y reconnaît deux courants privilégiés correspondant aux lits des deux oueds et où les courbes isopiézométriques indiquent une alimentation de la nappe par les rivières. Les courbes 40 et 50 montrent que les Sebkras, Sidi El Hani et Cherika, constituent un bassin fermé.

#### b) Plaine de Grombalia.

*La pente hydraulique voisine de 3, au centre s'accentue vers les rives Ouest et Est pour atteindre respectivement les valeurs 5,8 et 5.* Les études géologiques nous ont montré que parallèlement la perméabilité allait en croissant vers les mêmes limites. Les aires latérales de la plaine

sont donc des *zones de circulation et d'alimentation*. Ce mode d'écoulement se traduit par une forme générale *en croissant* des courbes isopiézométriques.

## II. — *Seuils hydrauliques de la Tunisie centrale.*

Les géologues de Tunisie ont remarqué depuis longtemps la présence d'anomalies d'un type particulier. Dans certaines structures on observe une chute brusque du niveau hydrostatique, chute que l'on ne peut attribuer à des variations de perméabilité ou de débit et qui sont en relation étroite avec la structure profonde.

L'exemple le plus typique est réalisé à Hadjeb el Aïoun. Les études de H. Schoeller et J. Decrocq ont permis de tracer avec exactitude les courbes isopiézométriques. Brusquement à l'emplacement de la falaise quaternaire orientée N.-N.-O. S.-S.-E, on constate une brusque chute du niveau hydrostatique avec une perte de charge de 70 %. Le pied de la pente est marqué par une ligne de sources (plus de 24) à débit total moyen de 30 litres seconde, naissant par griffons et dont la plupart présentent une température plus élevée que la normale (25° centigrade). *Au Nord* s'étend la vaste vallée de l'oued Zéroud où l'écoulement de la nappe change nettement de direction et devient N.-N.-O. S.-S.-E.

Cette anomalie resta longtemps inexpliquée. En 1943 J. Decrocq admit l'hypothèse d'une faille affectant le substratum et se traduisant en surface par la falaise. Théorie confirmée par des sondages de recherches hydrauliques. On est donc en présence d'une faille qui délimite deux compartiments, l'un méridional perméable venant buter au N. contre un complexe étanche. Du point de vue hydraulique, l'anomalie des courbes isopiézométriques correspond donc à une faille assurant le colmatage du synclinal aquifère méridional et l'isolant presque totalement de la région aval hydrauliquement plus basse. Nous désignerons ces structures sous le terme de seuils *hydrauliques*. Ceux-ci apparaissent sur les cartes hydrogéologiques par des courbes isopiézométriques brusquement rapprochées, marquant une chute rapide de la pente de la nappe et par des alignements de sources artésiennes ou semi-artésiennes.

Des anomalies semblables ont été étudiées en de nombreux points de la Tunisie : Gafsa, Djilma, Aïn Tarfaïa, El Aouareb, Sheïtla, Sbiba, Kasserine, oued Leben, Fériana.

## VARIATION DE LA HAUTEUR PIEZOMÉTRIQUE DANS LES NAPPES ARTÉSIENNES

*par*

L.-J. TISON,

*Professeur d'Hydraulique à l'Université de Gand.*

---

1. — Des sondages, le long du tracé de la coupure à réaliser pour relier l'Escaut maritime à l'Escaut supérieur autour de Gand, ont rencontré les couches suivantes assez sensiblement horizontales sur une grande étendue :

- a) Une couche supérieure de sable fin d'environ 7 m. 50 d'épaisseur;
- b) Une couche d'argile de 4 à 5 mètres d'épaisseur;
- c) Sous l'argile une couche de sable de 10 m. 15 d'épaisseur moyenne, limitée vers le bas par une couche gréseuse peu épaisse et cependant peu perméable.

La nappe dans cette dernière couche est artésienne mais en communication avec l'Escaut vers le Nord tout en s'étendant assez loin vers le S.-E.

Un pompage d'essai fut réalisé en avril-mai-juin 1946 dans cette nappe artésienne pour en déterminer la perméabilité. Un puits pour le pompage de 0 m. 20 de diamètre fut descendu jusqu'à la couche gréseuse. Par suite de la finesse du sable, le puits fut entouré d'une couche circulaire de fin gravier, puis d'une seconde couche de sable grossier.

Douze puits d'observation furent établis suivant deux directions perpendiculaires, de part et d'autre du puits de pompage, les quatre premiers à 20 mètres de ce puits, les suivants à 60 mètres, les derniers à 150 mètres.

Après divers essais provisoires, l'essai définitif fut conduit du 28 avril au 31 mai avec une pompe immergée refoulant 0,5 l/sec.

Une première détermination du coefficient de perméabilité  $m'/\mu'$ ,  $m'$  étant la porosité, en supposant qu'on ait obtenu une situation permanente le 31 mai, donna 12 valeurs de  $m'/\mu'$  différant assez peu et dont la moyenne était  $3 \cdot 10^{-5}$  m/s.

Cette détermination était basée sur la formule :

$$Q \ln \frac{R_2}{R_1} = \frac{m'}{\mu} 2 \pi e (h_2 - h_1)$$

Q est le débit 0,0005 m<sup>3</sup>./sec., R<sub>1</sub> et R<sub>2</sub> sont les distances au centre du puits de pompage de 2 puits d'observation quelconques dont les hauteurs d'eau par rapport à la couche gréuseuse sont h<sub>1</sub> et h<sub>2</sub>; e est l'épaisseur 10, 15 m de la couche artésienne.

2. — Ces essais nous ont permis cependant de suivre les variations des hauteurs d'eau dans les puits d'observations en fonction du temps et il nous a paru intéressant de voir jusqu'à quel point un calcul *a priori* de ces variations était possible.

a) Nous avons tout d'abord utilisé une méthode préconisée par Weber et qui est basée sur une hypothèse suivant laquelle le débit Q<sub>r</sub> qui traverse un cylindre de rayon r est donné par :

$$Q_r = Q \left( 1 - \frac{r^n}{R^n} \right)$$

n étant sensiblement égal à 1,6 d'après Weber; R est la distance à laquelle la pression dans la nappe artésienne n'est pas encore modifiée par le pompage.

La loi de Darcy appliquée à un puits artésien et tenant compte de l'hypothèse précédente conduit à :

$$Q = \frac{2 \pi e \frac{m'}{\mu} (H - h)}{1n \frac{R}{r} - \frac{1}{n} \frac{R^n - r^n}{R^n}} \quad (1)$$

H étant la hauteur de l'eau dans un puits d'observation avant pompage et h cette hauteur après pompage à une distance r.

Dans le cas d'une nappe aquifère, la réduction de pression due au pompage n'est pas nécessairement accompagnée de la formation d'un entonnoir dans la nappe. Une réduction  $\Delta V$  d'un volume V étant occasionnée par une réduction de pression  $-\Delta p$  due à une différence H-h de la hauteur de la colonne liquide, on a :

$$\Delta V = -V \frac{\Delta p}{C} \quad C \text{ valant } 50.000.000 \text{ environ}$$

si p est exprimé en atmosphères.

On en déduit aisément que  $dV = \frac{\pi m'}{5 C} e (H - h) r dr$  (2)  
qui conduit compte tenu de (1) à

$$V = \frac{Q \mu'}{10 C} R^2 \frac{n}{4(n+2)} \text{ moyennant certaines approximations.}$$

Ce volume  $V$  est le volume d'eau qui est libéré et parvient au puits de pompage quand la réduction de pression s'est transmise dans un cylindre de rayon  $R$ .

On peut en déduire que  $R = 67000 \sqrt{T/\mu'}$   
qui avec l'aide de l'équation (1) permet de calculer  $h$  pour un  $r$  et un  $T$  donnés.

Nous avons fait d'assez nombreuses applications de cette théorie au problème exposé ci-dessus. Les résultats sont assez concordants avec l'observation, sauf pour la détermination du temps de propagation. Les résultats des essais et les calculs dont il vient d'être question sont partiellement reproduits dans la note.

b) Nous avons eu connaissance après la guerre des travaux de Muskat, Theiss, Meinzer et Jakob et nous avons voulu appliquer leurs résultats et particulièrement ceux de Jakob au problème qui nous intéressait. La théorie de Jakob ne se base sur aucune hypothèse et permet de résoudre complètement le problème. Elle est basée sur le fait que la variation de pression due au pompage produit non seulement une expansion du liquide comme il en est tenu compte ci-dessus, mais aussi une variation des vides du « squelette » constitué par les grains de la couche perméable. Les calculs de Jakob le conduisent à la considération de divers facteurs :

$$c \text{ donné par } \frac{Q}{4 \pi \frac{m'}{\mu'} e}, \quad b \text{ donné par } \frac{r^2 S}{4 \frac{m'}{\mu'} e}$$

$S$  étant un coefficient d'emmagasinement.

Jakob trouve une relation entre  $h/c$  et  $t/b$ ,  $h$  étant la baisse de la hauteur piézométrique d'un puits d'observation pour un temps  $t$  compté à partir de l'origine du pompage. Cette relation est fournie par un diagramme.

Le terrain qui nous intéresse a une perméabilité  $m'/\mu' = 3 \cdot 10^{-5}$  et on trouve  $S = 3 \cdot 10^{-3}$ . L'examen des résultats des pompages à l'aide de cette théorie conduit à des concordances qu'on peut qualifier de remarquables sauf pour le début du pompage.

Nous avons recherché les causes de ces écarts du débit et nous pensons les attribuer :

1<sup>o</sup> Au fait que le puits de pompage a un diamètre de 0 m. 20 alors que la théorie suppose un diamètre nul. Au début du pompage, on enlève l'eau du puits sur une hauteur supérieure à celle de la couche artésienne et non celle de la nappe comme le suppose la théorie;

2<sup>o</sup> Au fait que lorsque la dépression atteint un puits, elle se traduit par une descente du niveau de l'eau dans le puits, descente qui alimente la nappe avec une certaine inertie que nous avons essayé de déterminer expérimentalement;

3<sup>o</sup> A l'action des couches argileuses et gréseuses qui se trouvent au-dessus et en dessous de la couche artésienne et qui ne sont pas parfaitement imperméables.

L'influence relative de ces facteurs décroît quand le temps augmente.

## CONDITIONS DE LA NAPPE PHRÉATIQUE

*par*

J. BOGARDI.

La nappe phréatique, sous l'effet de la gravité, s'achemine d'une manière analogue à celle des eaux de superficie dans la direction des versants. Donc, la hauteur de la nappe phréatique est influencée, en dehors des eaux s'infiltrant de haut en bas, par le cheminement latéral des eaux. Le frottement considérable occasionné par le sol et sa variation sensible, ainsi que des circonstances multiples retardent la compensation rapide des différences de charge. Par conséquent, il arrive très rarement que la nappe phréatique soit horizontale. Dans la formation du niveau des eaux souterraines, ce sont les conditions locales qui jouent un rôle prépondérant. « La nappe phréatique a sa topographie spéciale », comme le dit M. Horasitzky. En raison de cela, en procédant à l'étude du niveau de la nappe aquifère, il faut connaître les altitudes au-dessus de l'Adriatique et les hauteurs et les profondeurs rapportées aux niveaux des terrains environnants.

C'est le Service des Forêts qui a effectué, le premier (1928), les observations de la nappe phréatique en connexion avec le reboisement de la Grande Plaine hongroise. Puis, la chaire d'Hydraulique appliquée de l'Université technique de Budapest procéda à l'observation du niveau de la nappe aquifère, dans 144 puits (actuellement on observe 31 puits). Plus tard l'Institut hongrois d'Hydrographie et, enfin,

l'Office National des Irrigations enregistrent les données se rapportant au niveau des eaux souterraines (100 puits à partir de 1938). A l'heure actuelle l'enregistrement des données est effectuée par l'Institut d'Hydrographie dans l'intérêt de l'agriculture et des constructions hydrauliques (412 puits).

La formation topographique du bassin des Carpathes exprime déjà l'unité du régime des eaux. Sous l'unité topographique on entend, comme il va de soi, en même temps, l'unité du régime des eaux souterraines, ce qui est, d'ailleurs, prouvé par l'allure de la variation de leurs niveaux. En ce qui concerne l'oscillation du niveau de la nappe phréatique, ce sont les maxima enregistrés au mois de mars, avril, mai ou juin et les minima des mois de septembre, octobre et novembre qui sont caractéristiques, ce qui démontre le caractère continental de la variation de la nappe phréatique de la Grande Plaine.

La profondeur moyenne de la nappe phréatique au-dessous du terrain est très différente dans la Grande Plaine. La profondeur des basses eaux automnales, en 1943, était en moyenne de 2 à 5 mètres dans la région entre le Danube et la Tisza, tandis que dans les régions au delà de la Tisza elle était de 5 à 7 mètres. Le plan côté de cette nappe phréatique, rapporté au niveau de l'Adriatique, indique la direction générale du cheminement des eaux. Dans une année riche en précipitations, la profondeur de la nappe phréatique au-dessous du terrain, est de 1 à 3 mètres entre le Danube et la Tisza et de 2 à 5 mètres dans les régions au delà de la Tisza. Les grandes différences doivent être attribuées aux divergences existant dans les conditions locales, ainsi que dans le cheminement de la nappe, qui n'est pas encore bien éclairci.

## L'ÉCONOMIE DES EAUX SOUTERRAINES DU BASSIN DES CARPATHES *par* F. HORUSITZKY.

Le bassin des Carpathes comporte un ensemble de toutes sortes d'eaux souterraines méritant une attention spéciale au point de vue hydrogéologique. Le bassin des Carpathes permet d'étudier non seulement toutes sortes d'eaux souterraines, mais encore leur corrélation sur un territoire relativement restreint. Les eaux souterraines du bassin des Carpathes se répartissent dans les groupes suivants :

I. — Les eaux dites de karste principales (d'origine calcaire) des

géosynclinaux mésozoïques s'accumulent dans les ramifications des géosynclinaux en partie superficielles, en partie enterrées, partant de la limite des Alpes. L'étude a pour but d'établir un système des différentes sortes d'eaux karstiques et de démontrer la corrélation existant entre le niveau piézométrique des puits artésiens du bassin Danubien néogène et le niveau de l'eau karstique dite principale. L'étude s'occupe en dehors des eaux de karste principales, des eaux karstiques supérieures et présente ainsi un système des eaux karstiques. L'auteur démontre que l'économie des eaux provenant des sédiments tertiaires du bassin, la hauteur d'ascension des puits artésiens ne peut pas être expliquée par le schéma classique des puits artésiens, mais il faut supposer que le niveau piézométrique général du bassin entier est plutôt déterminé par l'effet équilibrant de la masse d'eau s'accumulant dans les géosynclinaux susdits. C'est par ces eaux géosynclinales que l'économie des eaux de tout le bassin représente un système unitaire.

II. — Les hauteurs d'ascension des eaux de profondeur dues aux circonstances sus-mentionnées sont modifiées en quelques endroits par les gaz contenus dans les couches riches en gaz. Par suite de la solution des gaz dans les eaux de la Plaine, l'ascension varie périodiquement. L'étude se propose aussi de traiter des puits gazogènes du bassin des Carpathes offrant, par excellence, des modèles démonstratifs spéciaux.

III. — Les eaux d'acide carbonique, ainsi que les eaux d'acide carbonique et d'hydrogène sulfurique sont aussi des phénomènes caractéristiques de l'hydrologie du bassin des Carpathes. Ces eaux furent considérées dans le passé comme des phénomènes postvolcaniques. L'auteur démontre que les eaux de profondeur de la Hongrie contenant de l'acide carbonique se répartissent en plusieurs groupes. La bordure des géosynclinaux mésozoïques et des montagnes varisques est accompagnée par des lignes d'acide carbonique caractéristiques au point de vue tectonique. Un autre groupe des eaux d'acide carbonique est, en effet, d'origine postvolcanique, mais l'apparition de celles-ci est limitée dans les régions volcaniques. Le groupe des eaux d'acide carbonique et hydrogène sulfurique peut être expliqué par la réduction de l'hydrogène carbonique.

L'existence de toutes ces catégories de puits et de sources, fait que le bassin des Carpathes peut être considéré comme un véritable musée hydrologique. L'auteur a étendu son système hydrologique même aux eaux thermales diverses du bassin des Carpathes et s'occupe aussi de la genèse des eaux thermales et balnéaires du pays.

## LES PUITS ARTÉSIENS DU BASSIN DES CARPATHES

*par*

J. SUMEGHY.

Ce rapport traite les questions suivantes :

1<sup>o</sup> Les régions des puits artésiens du bassin de la Hongrie (puits artésiens de la Plaine);

2<sup>o</sup> Nombre des puits artésiens, leur équipement technique;

3<sup>o</sup> Conditions de gisement; nature pétrographique, extension des couches aquifères;

4<sup>o</sup> Débits des puits, qualité, température, force d'ascension;

5<sup>o</sup> Territoires riches et pauvres en eau;

6<sup>o</sup> La position des couches aquifères dans le complexe de sédiments des bassins, leur relation avec les montagnes paléozoïques et le fond du bassin (géosynclinaux partiels, rôle des montagnes, etc.);

7<sup>o</sup> Région de concentration d'eau du bassin, bassins versants sur la bordure du bassin. Le rôle des eaux de précipitations atmosphériques, d'origine de Karste (calcaire) et des eaux de profondeur;

8<sup>o</sup> Utilisation de l'eau des puits artésiens : eau potable, eau industrielle, eau d'arrosage.

Cause de la diminution de débit des puits artésiens, l'avenir des puits.

## PROBLÈMES SE POSANT,

AU POINT DE VUE DE LA NAPPE AQUIFÈRE,  
AU COURS DE LA CONSTRUCTION ENVISAGÉE  
DU CANAL DANUBE-TISZA

*par*

J. MAURER.

Les deux systèmes de voies navigables, n'ayant aucune jonction en Hongrie : celui du Danube et de la Tisza, seront raccordés, à l'intérieur du pays, par un canal de 100 kilomètres de longueur environ.

Le creusement du canal une fois réalisé, les deux systèmes formeront un réseau uni de voies navigables.

Un des problèmes les plus difficiles est de déterminer l'influence du canal que le canal exercera sur le niveau de la nappe aquifère des terrains environnants, car le sol est constitué par un sable très fin.

En vue de déterminer, autant que possible, les infiltrations et le cheminement de la nappe aquifère, on a cherché, au cours de la rédaction des projets, à tracer le canal de sorte que le niveau de son plafond coïncide avec la hauteur moyenne annuelle de la nappe aquifère, exigence à laquelle, en pratique, les conditions multiples n'ont pas permis, partout, de suffire. On n'était pas à même de satisfaire cette exigence sur le premier tronçon de 30 kilomètres de longueur du canal, bien qu'il se trouve dans une région toute plate. Il en était de même en ce qui concerne le secteur traversant la ligne de partage des eaux entre le Danube et la Tisza où on était loin de pouvoir adapter le fond du canal au niveau des eaux souterraines. Aux alentours de quelques écluses, le niveau d'eau du canal est supérieur, ou bien, inférieur à celui de la nappe phréatique.

En vue de diminuer les infiltrations et le cheminement des eaux souterraines, on envisage, dans les tronçons dangereux, de procéder à des étanchements suffisamment épais bien que le problème des infiltrations ne soit pas, avec cela, tout à fait résolu et éliminé.

De ce fait, on a déjà observé et enregistré, il y a 4 à 5 années, moyennant un réseau suffisamment étendu de puits, la hauteur et l'oscillation du niveau supérieur de la nappe aquifère. Les observations ont été faites dans 400 puits existants servant à l'alimentation en eau potable des habitants, ainsi que dans 12 puits forés dans ce but.

Puis, on a foré, aux environs de la ville Kecskemét, un puits de 15 mètres de profondeur et de 0,4 mètres de diamètre. L'endroit du forage est dans l'axe du profil n° 58,500 du canal, où le déblai a le maximum de profondeur. Le puits consiste en un tube perforé de béton, entouré d'une couche de gravier servant aux buts de filtrage. En pompant, pendant deux mois, dans les puits, on a cherché à rabattre de 8 mètres le niveau de la nappe aquifère, tout en observant, moyennant des puits d'observation, et, d'une manière constante, l'oscillation du niveau et la formation de la dépression. Les puits d'observation ont été placés en quatre directions et espacés de 2,5, 5, 10, 15, 35, 100, 200, 500 et 800 mètres. Il est regrettable que justement après achèvement des installations, les événements de la

guerre ont empêché de poursuivre les observations; toute la matière des observations a été détruite, même l'ingénieur chargé des observations est mort. On va, sous peu, procéder à la reconstruction des puits et compléter l'outillage qui fait défaut. En dehors de l'observation détaillée de l'oscillation de la nappe aquifère, on s'efforcera à mesurer l'évaporation se produisant sur des surfaces de l'eau et du sol; on examinera également la perméabilité et la capillarité des diverses sortes du sol.

---

## TROISIÈME QUESTION — SOURCES THERMALES

---

### LA THERMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES D'ORIGINE PROFONDE

par Henri SCHOELLER

*Maître de Conférences de Géologie de la Faculté des Sciences de Bordeaux.*

---

Dans un précédent travail (1) l'auteur a examiné la thermique des eaux des sources d'origine peu profonde et circulant dans les terrains sous des inclinaisons voisines de l'horizontale. Il étudie ici le cas des eaux d'origine profonde et se mouvant verticalement ou presque verticalement dans l'écorce terrestre. Comme dans la première étude, il s'est proposé, d'abord de rechercher quelle est la température de l'eau aux différents points de son circuit, que cette eau soit ascendante ou descendante. Ensuite il a examiné une relation importante entre le flux de chaleur terrestre et la température des sources.

1<sup>o</sup> Les cas examinés ne sont certes que théoriques. Ils ne sont pas rigoureusement applicables. Mais ils permettent de suivre la marche des phénomènes et de mieux les comprendre. L'auteur a ainsi établi dans le cas des chenaux cylindriques ou des couches à faces parallèles, subverticales ou verticales, à eau ascendante, la formule suivante, donnant la température  $\theta$  de l'eau en un point d'ordonnée  $h$  au-dessus

---

(1) H. Schoeller. La température des eaux souterraines vadosees (= d'origine météorique). Mémoire de 168 pages, 69 figures, Archives n° 265 a et 265 b du Centre de Documentation du Centre national de la Recherche scientifique, Paris, 1947.

d'une origine située à une profondeur  $H$  sous le sol, dans un circuit d'inclinaison  $\alpha$  sur l'horizontale.

$$\theta = \theta_H - G h + (\theta_o - \theta_H) e^{\frac{-N h}{\sin \alpha}} + \left( \frac{G}{N} \sin \alpha \right) \left( I - e^{\frac{-N h}{\sin \alpha}} \right)$$

$\theta_H$  étant la température du terrain à l'origine,  $\theta_o$  la température de l'eau à l'origine,  $G$  le gradient géothermique. Dans le cas d'un chenal cylindrique  $N = \frac{2 K}{c V P^2 \log e R_I / P}$  et dans le cas de la couche  $N = \frac{2 K}{c \cdot q R_I} \cdot K$  = la conductivité calorifique du terrain;  $c$  = la chaleur spécifique de l'eau,  $V$  = la vitesse de circulation de l'eau,  $q$  = le débit de l'eau dans une section ayant l'unité de longueur dans le sens horizontal,  $P$  = le rayon du chenal,  $R_I$  étant la distance séparant l'eau du point où les isothermes ne se trouvent plus modifiés, la distance étant mesurée perpendiculairement au chenal ou à la couche.

Lorsqu'il s'agit d'eau descendante, la formule devient :

$$\theta = \theta_s + G h + (\theta_o - \theta_s) e^{\frac{-N h}{\sin \alpha}} - \left( \frac{G}{N} \sin \alpha \right) \left( I - e^{\frac{-N h}{\sin \alpha}} \right)$$

$\theta$  est la température de l'eau à la profondeur  $h$  sous le sol pris comme origine,  $\theta$  est la température de la zone neutre du sol,  $\theta_o$  la température de l'eau à l'origine.  $N$  a même signification que précédemment. Généralement  $\theta_o = \theta_s$ , de telle sorte que la formule se simplifie.

2<sup>o</sup> Lorsque l'on étudie la thermalité d'un système aquifère, il ne s'agit pas seulement de rechercher si l'eau peut provenir d'une zone assez chaude, c'est-à-dire à potentiel thermique assez élevé, pour lui donner sa température, mais il s'agit de savoir si l'eau peut recevoir un flux suffisant de chaleur pour maintenir constante son alimentation en calories. C'est ce que l'on oublie de faire. Or ce flux est le flux terrestre. Et nous le connaissons. Il est de 1,6 à  $1,8 \times 10^{-6}$  calories gr/cm<sup>2</sup> sec. La section de flux de chaleur terrestre captée par une source thermale à faible débit est petite. Ainsi le nombre de calories gr remontées par seconde par les sources suivantes est : Vichy Grande Grille 20900, Chaudes-aigues 351000, Eaux bonnes 14000. La section du flux de chaleur terrestre détourné par ces différentes sources, est respectivement de 1,16 — 6,16 — 0,78 km<sup>2</sup>. L'échauffement de l'eau

peut ainsi facilement s'expliquer par un tel détournement de flux entourant les veines aquifères.

Mais lorsqu'il s'agit d'une source thermale à grand débit et surtout si cette source est à température très élevée, il n'en va plus de même. Ainsi les sources de Dax débitant 10.000 m<sup>3</sup> par jour d'eau à 64°, remontent, en admettant que la température de la zone neutre du sol soit égale à 14°, 5.790.000 cal. gr/sec, correspondant à un détournement de 320 à 360 km<sup>2</sup> de flux terrestre. Il faut donc admettre ici que l'eau n'a pas une circulation uniquement verticale. L'eau doit donc se chauffer dans une couche étendue de faible inclinaison sur l'horizontale.

## LES SOURCES THERMO-MINÉRALES DE L'ALGÉRIE

par

S. GUIGUE,

*Chimiste principale,  
Chef du Laboratoire  
du Service des Mines  
de l'Algérie.*

G. BÉTIER,

*Chef du Service des Mines,  
Directeur du Service  
de la Carte géologique  
de l'Algérie.*

D'après les documents publiés à diverses époques par le Service des Mines il existe sur le territoire de l'Algérie 175 sources thermo-minérales d'importance très variable. Leur nombre croît régulièrement quand on se déplace de l'Ouest vers l'Est.

Le nombre des gisements métallifères reconnus varie dans le même sens.

Gisements miniers et sources thermales sont plus fréquents dans l'Atlas tellien, zone de plissements très intenses, que dans l'Atlas saharien, de structure beaucoup plus simple et plus régulière.

Les travaux réalisés par S. Guigue de 1937 à 1947 (1) donnent les résultats d'analyses et les températures à l'émergence de 35 groupes de griffons les plus importants, rangés d'après leurs propriétés chimiques fondamentales, qui déterminent leur « physionomie ».

La concentration des sels dissous est sans rapport apparent avec la température mesurée à l'émergence. Celle-ci varie de 19° (Ben-Haroun) à 95° (Hammam-Meskoutine). Le poids de l'extrait sec par

(1) S. GUIGUE : « Les sources thermo-minérales de l'Algérie », étude géochimique. (Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, 3<sup>e</sup> série. 2 volumes publiés respectivement en 1940 et 1947).

litre, mesuré à 180°, varie de 0 gr. 37 (Hammam-Bradaa 28°) à 59 gr. 5 (Aïn-Mentila 35°). Les eaux qui surgissent à la température la plus élevée (Hammam-Meskoutine) ne renferment qu'un gramme et demi de sels dissous par litre.

On vérifie ainsi le fait bien connu que la minéralisation des eaux est déterminée surtout par la nature chimique et minéralogique des sédiments qu'elles traversent et, accessoirement, par leur vitesse de circulation souterraine.

Les eaux les plus minéralisées (Aïn-Mentila 59 gr. 5 par litre, Hammam-Melouane 29 gr. 42, H. Beni-Guecha 16 gr. 87, H. el Biban 15 gr. 4, H. Salahine 9 gr., H. Ksenna 5 gr. 5) sont en relation directe certaine ou très probable avec les sédiments gypso-salins du Trias, si répandus en Algérie où ils ont donné lieu à des phénomènes de diapyrisme particulièrement accentués.

On peut extrapoler cette hypothèse sans grand risque à la plupart des eaux sulfurées, chlorurées et sulfatées calciques étudiées. L'échelle des températures observées permet alors dans une certaine mesure, d'apprécier l'intensité des efforts orogéniques dans la zone considérée.

Si l'on rapproche de cette première étude chimique comparative d'ensemble, les analyses pratiquement utilisables (1) de 27 autres sources énumérées dans l'ouvrage du Dr Hanriot (2) on peut classer approximativement comme suit les soixante sources les plus importantes de l'Algérie :

Alcalines .....	7
Bicarbonatées calciques .....	10
Sulfatées calciques .....	12
Chlorurées .....	6
Sulfurées .....	27

On notera tout particulièrement la proportion élevée des sources sulfurées.

A l'exception de la présence d'arsenic dans les eaux d'Hammam-Meskoutine (95°) aucun argument d'ordre chimique ne semble pouvoir être invoqué en faveur d'une relation directe entre le volcanisme et les sources thermales de l'Algérie.

Le Laboratoire du Service des Mines de l'Algérie poursuit méthodiquement l'étude des propriétés chimiques et physico-chimiques de ces eaux qui jusqu'ici n'ont pas retenu suffisamment l'attention des chercheurs.

(1) C'est-à-dire les analyses pour lesquelles les erreurs apparentes sont faibles.

(2) M. HANRIOT : « Les eaux minérales de l'Algérie », chez Dunot et Pinat, 1911, Paris.

## LES SOURCES THERMALES DE LA HONGRIE

*par*

F. PAPP

---

Il y a en Hongrie 149 sources et puits enregistrés. La plupart (140) versent leurs eaux à la surface, mais il y en a 9 qui ne jaillissent pas à la surface et dont le niveau d'eau est stationnaire dans un puits. Le débit total est d'environ 510 mille m<sup>3</sup>, mais celui-ci a diminué au cours des dernières dizaines d'années.

Les propriétés physiques des sources et des puits d'eaux thermales de la Hongrie, en particulier de Budapest, sont étudiées par la Section des Sources thermales de l'Université polytechnique de Budapest, leur composition chimique est contrôlée par le Laboratoire chimique de la ville de Budapest. Cet examen se fait une fois chaque semaine.

Les eaux des sources sont mixtes, c'est-à-dire que les eaux des précipitations s'y mêlent aux eaux juvéniles. Le débit des eaux varie à proximité des fleuves; à Budapest il varie suivant le niveau du Danube; on a réussi à démontrer qu'il dépend aussi de la pression atmosphérique. La mesure du débit des sources Attila et Juventus de Budapest a prouvé que le débit est moindre pour une pression barométrique plus grande et qu'il croît avec la baisse de cette pression. La différence peut être de 40-50 m<sup>3</sup> par jour dans le cas de la source Juventus.

Pendant le pléistocène, l'activité thermale était par endroits beaucoup plus vive. A Budapest, loin des bords du Danube, comme à Tihany (près du lac Balaton), à Tata, à Pécs, à Varpalota on trouve les minéraux (aragonite, baryte, pyrite, fluorite) et les roches (travertine, silice) caractéristiques des sources thermales.

Les eaux les plus chaudes se trouvent dans les forages de Budapest : la température de la nouvelle fontaine du bain Széchenyi est de 76° C; la plupart des sources et puits ont une température d'environ 40°, mais il y en a beaucoup qui n'ont qu'une température de 20°. Les eaux thermales de La Hongrie sont à la fois des eaux médicinales.

## LES SOURCES THERMALES DE BUDAPEST

*par*

Dr T. SZALAI.

---

L'étude a pour but de traiter :

- 1<sup>o</sup> L'effet de la ramification des géosynclinaux partiels mésozoïques sur la formation des eaux thermales;
- 2<sup>o</sup> La cause de la richesse en chaleur;
- 3<sup>o</sup> La question de l'effet radioactif de celles-ci.

Le rapport s'occupe ensuite de la question s'il est possible d'établir un nouveau puits artésien dans la banlieue de Budapest, sans influencer désavantageusement le débit des puits artésiens et des sources déjà existants; enfin de la question des périmètres de protection des sources.

## HYDROGÉOLOGIE DES EAUX SULFATÉES SODIQUES-MAGNÉSIENNES DE BUDAPEST

*par*

A. VENDL.

---

Les eaux sulfatées, employées en thérapie depuis une centaine d'années, sont exploitées dans trois usines de la partie méridionale de la rive gauche du Danube à Budapest. Elles contiennent beaucoup de sodium et de magnésium et de sulfate.

L'eau de la subsurface se trouve au-dessus de l'argile de « Kiscell » de l'Oligocène Moyen ou dans les dépôts sableux du Vieux Halocène qui la recouvrent. Ces sédiments sableux font défaut dans les deux exploitations méridionales. Les sels caractéristiques des eaux se forment dans la partie supérieure de l'argile friable laquelle se laisse émietter. La pyrite de l'argile s'oxyde, l'acide sulfurique ainsi formée dissout quelques-uns des minéraux de l'argile (calcite, dolomie,

feldspath, biotite, etc.) formant des sulfates. L'eau saline à son tour fait coaguler et s'émettre l'argile. Une telle argile devient perméable aux eaux. L'argile jaune, s'émettant, forme une zone de profondeur différente selon le degré de l'oxydation. La nappe d'eau contenant les sels s'écoule très lentement en direction sud-est vers le Danube.

La quantité de sulfates dissous est généralement faible. Par endroits — dans des conditions géologiques favorables — la solution est fortement concentrée. La teneur en sel est très variable. Le maximum de matière dissoute est de 50 à 60 g/l. Quelque part l'eau douce et fortement amère se trouvent tout près l'une de l'autre. Aussi au même endroit la concentration et avec elle la teneur en sulfate varient fortement. La nappe d'eau dans les puits est plus concentrée en profondeur que vers le haut. La variation de la concentration ne se fait pas uniformément et simultanément dans les zones différentes de la nappe d'eau. Des tableaux montrent les résultats d'observations détaillées s'étendant sur une longue durée de temps. Comme l'épaisseur de l'argile coagulée s'émettant est variable, la surface de l'argile étanche, imperméable est aussi variable en profondeur.

---

#### 4<sup>o</sup>) ENQUÊTE SUR LES CONDITIONS DES EAUX SOUTERRAINES

---

### UNDERGROUND WATER IN SOUTH AUSTRALIA

By S. B. DICKINSON  
*Government Geologist.*

---

#### SUMMARY

The State of South Australia has an area of 380,070 square miles, 82.8 percent of which has an annual rainfall of less than 10 inches. Few streams, except the River Murray, discharge water into the sea. Hence, the importance of the full development and conservation of the water resources.

Underground water supplies several of the towns and is used throughout the farming districts and pastoral holdings, and also for

industries, and railroads. In severe droughts underground water is pumped into the mains of the city of Adelaide.

Underground water occurs (1) as pressure or piezic water in artesian basins and (2) as ground or phreatic water of which the upper limit is free and unconfined. Eleven artesian basins are recognized. The Great Artesian Basin is much the largest, but the Murray River Basin lies in a better favored part of the State and its waters are at least as important as those of the better known Great Australian Basin, in the arid north.

Seven areas of non-artesian water (ground or phreatic water) are described. They are the most important of the underground water supplies in that they occur relatively near the surface and over broad lateral extent, and, hence, supply the demands of many people.

The Great Australian Basin (including the entire area within which pressure water exists, either artesian or subartesian) occupies a total of 578,000 square miles, or 22 percent of the area of Australia. Of this total area, 120,000 square miles are in South Australia. This enormous basin is filled with sediments ranging in age from Permian to Recent. The principal aquifer is an exceedingly porous sandstone of Jurassic age, which attains a thickness of about 6,000 feet in Queensland, but South Australian boreholes have not penetrated deeply into the formation. There is no doubt in the minds of those who have studied the matter deeply but that the water of the basin is of meteoric origin. The major intake areas are located on the eastern margin, in New South Wales and Queensland.

Although there has not been systematic measurement of the flows of the boreholes, isolated observations show that in many cases the present yield is smaller than that recorded when the aquifer was first tapped, due in some cases to collapse or corrosion of the casing.

The water discharged from the deepest part of the basin, near the northern boundary of the State, has a high temperature, and jets of steam are emitted from the boreholes.

The main part of the Great Australian Basin in South Australia, tapping the Jurassic aquifer, has 428 boreholes, with an aggregate daily flow of 28,300,480 gallons.

## INVESTIGATION AND UTILISATION OF GROUNDWATER IN NEW SOUTH WALES

*Australia, 1939-1947.*

---

(NOTES BY C. ST. J. MULHOLLAND, GOVERNMENT GEOLOGIST,  
DEPARTMENT OF MINES, SYDNEY.)

---

During the years under review a greater interest in the development of the State's groundwater resources, particularly from non-artesian sources, has been taken than in former years.

Geological surveys to obtain an adequate knowledge of groundwater occurrence have been carried out by the Geological Survey of New South Wales in several districts. This work had to cease to a large extent during the war, but is now being resumed. Reports, in many cases have not reached the publication stage, the only publication dealing with groundwater issued by the State during the period under review being Mineral Resources No. 39 — « The Geology and Underground Water Resources of the East Darling District », by C. St. J. Mulholland, published by the Department of Mines, Sydney, N. S. W. (1940). A review of the published and unpublished information relating to the Intake Beds of the N. S. Wales section of the Great Artesian Basin indicated that many of the rocks therein were impervious or affected structurally in such a way as to be incapable of adding water to the Basin. A geological and hydrological resurvey of the Intake Beds on a more detailed scale than formerly carried out has been commenced this year, and will take several years to complete.

In 1937-39 investigations into the fall in pressure recorded over a number of years in the Artesian Basin in N. S. Wales were commenced by the Water Conservation and Irrigation Commission. This problem, together with the marked loss in flow annually has caused some anxiety among the authorities controlling Artesian Water. The results of investigations so far carried out have not yet been published, but reports thereon were presented to the Geological Survey in 1940 by the Commission. They indicate that the reductions in pressure and flow are reaching a steady state and that the final « Steady State

Flow » is expected to be equivalent to the rate of recharge; present water being obtained from storage. The results obtained are generally in keeping with the theory of compressibility of aquifers. It is intended to carry these investigations further when opportunity offers. It is understood that similar investigations are being carried out in Queensland on the section of the Artesian Basin underlying that State.

A major development in groundwater utilisation is the provision a subsidiary water supply for the City of Newcastle (population 130,000), an important industrial centre at the mouth of the Hunter River. A large area of estuarine and wind-blown sands occurs north and north-west of the city bounded on the north and south respectively by Port Stephens and the Hunter River, both of which are tidal and salt, and on the east by the Pacific Ocean. The water-table stands at a few feet above sea level and fluctuates with the rainfall. At present sufficient wells have been sunk to provide a supply of 16,000,000 gallons (72,700 cu. metres) per day. The area from which water is drawn is under the control of the Hunter District Water Board and its engineers are constantly carrying out investigations into recharge, safe yield etc. as developments progress.

An account of the scheme is outlined in a paper by M. J. Corlette, Chief Engineer of the Hunter Water Board entitled « Water Supply for Newcastle from the Tomago Sand Beds » and is published in the Journal of the Institution of Engineers of Australia. Vol. 16, pp. 137 and 161 (1944).

A somewhat similar occurrence of water-bearing sands occurs north of Botany Bay near Sydney, and its water is used by a number of industrial enterprises. This area is mentioned in Mr. Kenny's concise report for 1939. During the war its utilisation as a possible source of emergency water for Sydney, should a breakdown of the main system result from enemy action, was investigated. Empirical methods were employed, as observations could be taken for a short period only. Calculations of safe yield based on recovery after rain compared favourably with a calculation of natural flow based on the gradient of the water-table and an approximate permeability coefficient calculated from several bores by the Dupuit formula and was estimated at approximately 10,000,000 gallons (45,500 cu. metres) per day, or about 35 % of the annual average rainfall.

On the Yanco Irrigation Area at Leeton, N. S. W., trouble has been experienced for a number of years from water-logging of an

underlying sand-bed which transmits water from place to place throughout the area, and the water is forced towards the surface in low-lying ground, resulting in damage to orchards. A Committee consisting of the Chief of Divisions of Soils (Council for Scientific and Industrial Research), the Chief Engineer, Hunter District Water Board, and the writer, was formed to advise the Government on the matter, and investigations into soil absorption and transpiration by rice crops are being carried out. No results are as yet available.

Quantitative work referable to groundwater problems is only in its infancy in this State, but it is hoped to commence investigations into questions of safe yield, recharge, permeability, etc. on alluvial areas in the near future. This work will be carried out by the Water Conservation and Irrigation Commission in collaboration with the Geological Survey.

## THE UNDERGROUND WATER RESOURCES OF VICTORIA

*par.*  
C. GLOE.

### ABSTRACT

Many thousands of both public and private bores have been put down in Victoria, but apart from a rather hurriedly compiled publication entitled Water Resources of Australia, by the Chief Engineer U. S. A. O. S., S. W. P. A., in 1942, until lately no attempt has been made to bring together in easily available form the records of this boring with regard to underground water.

In February, 1945, the State Rivers and Water Supply Commission appointed one of its geologists, Mr. C. Gloe, B. Sc., to carry out a comprehensive investigation into the underground water resources of Victoria. The results of this investigation are being published. Volume I, which covers Western Victoria and the Murray Artesian Basin, is now in the hands of the printer and will be available early this year.

The Water Commission having no suitable plant of its own, and the drilling plants operated by the Department of Mines being fully

engaged in the search for mineral deposits, recent bores put down for the Commission have been sunk by private contractors. Most of these bores have been of an exploratory nature, although some successful production bores have been fully equipped with pumps, etc.

The following account summarises present conditions and the results of borings carried out for the Water Commission in some of the underground water provinces in Victoria.

### MURRAY ARTESIAN BASIN

Apart from bores supplying water to several townships, and a few flowing artesian bores, practically all bores in this area are equipped with windmills. This means that, to date, the water usage has not been large, as supplies are pumped only as required for domestic and stock purposes.

### 2. WERRIBEE AND BACCHUS MARSH DISTRICTS

These districts contain flats of about 10,200 and 6,700 acres respectively which are irrigated by water gravitated from two storages on the Werribee River. In view of the limited and unreliable nature of the water resources of this river, the Water Commission recently investigated the possibility of supplementing surface irrigation water supplies with water derived from underground sources. All casing has now been withdrawn, but has been replaced in most bores by small diameter piping, and periodic measurements of the static level of water are being taken.

In the Werribee District there are nearly 200 private bores, mostly less than 100 feet in depth, whose average yield is about 3,000 gallons per hour.

### GIPPSLAND

The intensive boring programme being carried out in search of brown coal in Western Gippsland has continued. Practically all bores strike ground water, and deeper bores cut pressure waters which in a few cases have flowed over the surface.

### TOWN WATER SUPPLIES

Several towns have, or are in the process of installing a reticulated town water supply using water derived from underground sources. In order to get sufficient quantities of suitable quality water considerable exploratory boring has been necessary in some of these cases.

Towns which have recently installed bore water supplies are Wangaratta—where two production bores, each capable of yielding 20—25,000 gallons per hour of very good quality water are being used, Bright—where one small diameter production bore yields 5,300 gallons per hour of excellent quality water, and Maryborough—where one bore capable of yielding 8,500 gallons per hour of only fair quality water is used only for emergency purposes; while at Chiltern boring investigations are still incomplete.

## A SUMMARY GROUND-WATER IN NORTHERN CHILE

GEORGE C. TAYLOR, JR.

### ABSTRACT

In much of northern Chile ground water is the only source of water for domestic and stock needs, for municipal and industrial supplies, and for irrigation. For many years ground water for irrigation has been obtained by gravity from drains, infiltration galleries, or springs. Economic necessity for increased food production in northern Chile has stimulated national interest in extending the development of ground water for irrigation by pumping from wells.

Throughout northern Chile arid or semiarid climate prevails. Precipitation is scanty or entirely lacking in areas with elevations below 2,000 meters. However, in the Andean highlands regular precipitation occurs—the average annual amount varying chiefly with elevation and latitude.

In the region lying between  $26^{\circ}$  and  $33^{\circ}$  south latitude, or the so-called "Norte Chico", the most important ground-water bodies occur in the alluvial deposits of the major stream valleys. These bodies are recharged chiefly by infiltration from (1) the floods of winter rains from May to September or (2) the runoff of melt water from Andean snowfields during the spring, that is, from September through November. The ground water discharges in springs that rise along the stream channels near the coast or in submarine springs.

In the region lying between  $17^{\circ}30'$  and  $26^{\circ}$  south latitude, or the so-called "Norte Grande", extensive ground-water bodies occur in

alluvial deposits that fill basins of interior drainage such as the Pampa del Tamarugal and the Atacama basin. Locally in or near these basins productive aquifers occur in Miocene sandstones and conglomerates intercalated with volcanic rocks. To the east of these basins, in the Andean highlands, short but intense thunderstorms are common during the summer months, that is, from December to March. The recharge of the ground-water bodies takes place by infiltration from the accumulation of such flood waters. The ground water discharges by (1) evaporation from the capillary fringe or the water table where it is near the surface or by (2) transpiration of phreatophytic plants in areas where the water table is at shallow depth. Such discharge occurs in and near the salt flats that occupy the lower parts of the principal basins of interior drainage.

## COLOMBIAN THERMAL SPRINGS

*par*

ROBERTO SARMIENTO SOTO

*Directeur du Ministère des Mines de Colombie.*

---

Thermal springs of both, volcanic and meteoric origin, are rather abundant in Colombia.

Among the springs whose origin is known to be volcanic are the Ruiz thermal springs, 18 miles east of Manizales, Département of Caldas; Paipa springs, near Paipa, Department of Boyacá; Sierra Nevada springs, in the Santa Marta Range, Department of Magdalena; and Pasto springs, in the vicinity of Galeras volcano, Department of Nariño.

The Ruiz thermal springs are located at the west side of the extinct Ruiz Volcano. Water is issued at an altitude of 10,900 feet by three groups of springs. The temperature is 63° C for the higher group of springs, 59° C for the middle group, and 45° C for the lower one. Water is abundant in all the springs, gas is also abundant, specially hydrogen sulphide, carbon dioxide, and nitrogen. Sulphur is deposited in small amounts. The country rock is a highly kaolinized porphyry. There follows a chemical analysis of the Ruiz water :

Ph.....	4	gr/liter
Chloride in Cl.....	1.118	
Chloride in NaCl .....	1.843	

Iron and alumina ( $Fe_2O_3$ and $Al_2O_3$ ).....	5.838	gr/liter
Calcium as $CaO$ .....	0.376	
Magnesium as $MgO$ .....	0.165	
$SiO_2$ .....	1.065	
Sulphates in $SO_3$ .....	6.448	
Alkalies (K, Na).....	traces	
Manganese.....	traces	

The Paipa springs come to the surface near the town of Paipa, at the Chicamocha Valley. The altitude of the place is 8,540 feet, mean temperature is  $14.8^{\circ} C$  and differences above and below  $5.7^{\circ} C$ , barometric pressure is 562 mm., boiling temperature of water is  $91.8^{\circ} C$ . The country rocks are andesite, and dacite and rhyolite porphyries of Upper Tertiary age, overlain by younger sediments. Evidences of late Tertiary vulcanism such as volcanic necks and slightly disturbed tuffaceous deposits are present. The whole area has been folded and faulted intensively. There follows a chemical analysis of the Paipa waters :

Dry residuum at $100^{\circ} C$ .....	40.5785	gr/liter
Sodium sulphate .....	28.0627	
Sodium chloride.....	6.3089	
Potassium chloride .....	2.3705	
Sodium bicarbonate .....	2.1577	
Sodium carbonate .....	0.5300	
Lithium chloride .....	0.3078	
Magnesium bicarbonate.....	0.1649	
Calcium bicarbonate .....	0.1337	
Sodium metasilicate .....	0.1293	
Sodium phosphate.....	0.0279	
Sodium sulphide .....	0.007860	
Manganese bicarbonate .....	0.005326	
Sodium hyposulphite .....	0.003762	
Barium silicate.....	0.003476	
Aluminum sulphate.....	0.001507	
Ferrous bicarbonate .....	0.001103	
Sodium arsenate .....	0.000163	
Stroncium sulphate .....	0.000148	
Hydrogen sulphide.....	0.003686	

Springs having meteoric origin are reported in several localities of the country. Among them are well known the Usiacuri springs, Department of Bolivar, and the Bogota, Tabio, Choachi, Villeta,

Tocáima, and Girardot springs, all of them in the Department of Cundinamarca. The latter group of springs issue in an area of about 2,000 square miles where hot springs are fairly common. Igneous rocks are absent in the region. The country rocks are a thick succession of severely folded sedimentary strata. Faults are frequent. There follows a chemical analysis of Girardot water :

Sulphur .....	0.025	gr/liter
Hydrogen sulphide .....	0.125	
Sodium chloride.....	0.013	
Sulphates and sulphur trioxide .....	0.011	
Silica .....	0.084	
Calcium oxide .....	0.195	
Alumina.....	0.008	
Ferrous oxide .....	0.002	
Magnesia.....	0.031	

---

5°) HORS SÉRIE

---

RECHERCHE SUR LA CORRÉLATION  
ENTRE LA VARIATION DE LA PROFONDEUR  
DES EAUX PHRÉATIQUES  
ET CELLE DE LA TEMPÉRATURE

*par*

E. NÉMETH.

---

Les précipitations atmosphériques et la température sont les facteurs météorologiques qui exercent la plus grande influence sur la variation de la profondeur des eaux phréatiques. Le but de la présente étude est de chercher une corrélation entre les valeurs moyennes de ces quantités d'après les relevés faits dans le réseau des puits d'observation établis dans la Grande Plaine Hongroise.

Des résultats déjà obtenus des recherches en cours permettent de conclure que la hauteur des précipitations annuelles détermine la profondeur moyenne de l'année du niveau phréatique, cependant les

oscillations mensuelles de ce niveau se règlent selon la variation de la température moyenne mensuelle.

La relation qui relie les valeurs moyennes mensuelles de la température à celles de la profondeur du niveau phréatique semble susceptible d'être représentée graphiquement — à une certaine échelle — par une ellipse dont le centre a pour coordonnées la valeur moyenne de la température et celle de la profondeur phréatique. Entre les déviations des points caractérisant les divers mois de cette ellipse et les valeurs moyennes mensuelles de la précipitation semble exister une corrélation étroite.

## THE THERMAL WATERS OF THE UNION OF SOUTH AFRICA AND SOUTH WEST AFRICA

by

LESLIE E. KENT

*Geological Survey of the Union of South Africa, Pretoria (Communicated by permission of the Honourable the Minister of Mines)*

---

### ABSTRACT

In the Union of South Africa seventy-four springs are regarded as thermal, i. e. issuing at temperatures exceeding 25° C. the year round. Those above 37° C. are classed as hot, whilst a special group styled scalding waters has been created for those with temperatures exceeding 50° C. The combined discharge is estimated to be 8,000,000 gallons (36,290 cbm.) a day, one spring alone being responsible for almost a third of this total. Thermal water also flows from nine boreholes, in five of which it was struck at depths greater than 2,500 feet (762 m.).

Twenty-four analyses representative of all the types of thermal water known in the country are given, and of these sixteen have not been published previously. The waters contain up to 86 mgm. per litre of silica, relatively little of which is believed to be present in either the ionic or the colloidal condition, a view contrary to that generally held.

Sulphuretted waters, which are defined as containing more than 10 mgm. of dissolved hydrogen sulphide per litre, are not known

in South Africa. It is suggested that the terms "moderately sulphuretted" and "slightly sulphuretted" should be used for those containing from 5 to 10 and from 1 to 5 mgm. per litre of the dissolved gas respectively.

Fluorine is a prominent minor constituent, up to 13.2 mgm. per litre being present. Saline residues from the waters were spectrographically examined by Dr. B. Wasserstein of the Geological Survey. Selected minor elements seemed to characterise waters issuing from certain geological formations. Rough quantitative data indicated that the elements Li, Sr, and Ba did not form more than 0.1 per cent. of the residues, while Pb and Mo both had maximum contents around 0.005 per cent.

The gas associated with the waters is of two types; one is mainly air from which most of the oxygen has been abstracted and the other mainly methane accompanied in some cases by hydrogen. Thirteen new analyses are given.

Spring deposits are not common and are represented only by ferruginous ochres and sinters deposited by springs in the Cape and Cretaceous systems. Manganese is an important constituent of these deposits.

In most cases a close relationship in composition exists between the thermal waters and water struck in shallow boreholes or issuing as cold springs. When differences were noted, it was found that the thermal waters were characteristic of the deeper underlying rock formations.

All the thermal waters are considered meteoric. Geological sections illustrate the structures upon which the emergence of thermal waters depends. These are artesian basin, artesian slope, barrier, and faults. The source of the heat is probably the normal geothermal gradient in the crust. It is calculated that the total amount of heat being brought to the surface by the South African thermal springs is approximately  $5.8 \times 10^{-10}$  cal.  $\text{cm}^2$  sec. or about a two-thousandth of that normally dissipated by conduction through the crust.

Less is known about the thermal springs of the Mandatory Territory of South West Africa. Twenty-five springs are known to be thermal, of which nine are scalding, a much higher proportion than in the Union of South Africa. Warm water has been struck in many fairly shallow boreholes.

A few analyses are given, all old. The potassium content greatly exceeds that of the thermal waters of the Union; this is attributed to the higher potassium content of the granites of South West Africa.

The Windhoek springs have deposited extensive layers of calcareous tufa.

The South West Africa thermal springs, too, are believed to represent the return of meteoric water to the surface mainly through fault fissures and fractures associated with Cretaceous volcanicity.

## GROUND WATER IN THE ARGENTINE REPUBLIC

by

Senor JUAN HUGO CAESAR

Province	System	Ground-water conditions
Buenos Aires :	Quaternary	Fresh and brackish water aquifers of moderate yield.
	Tertiary	<i>Pliocene:</i> In the Puelchenese formation aquifers yield adequate supplies of water. Aquifers generally unconfined but locally may be confined. Araucano formation: Aquifers yield moderate supplies of water. <i>Miocene:</i> Green clay beds: Aquifers yield adequate supplies of salty water. Aquifers confined. Red clay beds: Aquifers yield adequate supplies of water generally salty. Aquifers confined.
Catamarca :	Quaternary	In piedmont and bolson deposits disturbed by faults are aquifers that yield small to moderate supplies of fresh and brackish water.

Province	System	Ground-water conditions
	Tertiary	In the Calchaqueño strata aquifers yield moderate supplies of salty water. In the Araucano formation individual aquifers may yield moderate supplies of water.
Llanos :		<i>Miocene:</i> In the strata aquifers yield small to moderate supplies of salty water.
La Rioja :		Same as in Catamarca province.
Cordoba :	Quaternary	In alluvial fan deposits aquifers yield small to moderate supplies of water of good quality.
	Tertiary	<i>Pliocene:</i> Aquifers yield small supplies of fair or brackish water.
		<i>Miocene:</i> Aquifers yield moderate supplies of water of poor quality.
Corrientes :	Quaternary	In deposits of limited areal extent and thickness aquifers yield small supplies of water of good quality.
	Tertiary	<i>Pliocene:</i> Aquifers yield small supplies of water of good quality.
	Triassic	Melaphyre yields moderate supplies of water of good quality.
Entre Rios :		Same as in Buenos Aires province without the red clay beds.
	Triassic	Melaphyre yields small supplies of water of good quality.

Province	System	Ground-water conditions
Jujuy :	Quaternary	In alluvial fan deposits aquifers yield small to large supplies of fresh or brackish water.
	<i>Cretaceous to Pliocene:</i>	Aquifers yield moderate supplies of generally brackish water.
Mendoza :	Quaternary	In alluvial fan deposits aquifers yield adequate to moderate supplies of water. Aquifers locally confined.
	Tertiary	<i>Pliocene:</i> In Calchaqueno strata aquifers yield small to moderate supplies of water.
Salla :	Quaternary	In alluvial fan deposits aquifers yield small to abundant supplies of water of good quality.
	Tertiary	<i>Pliocene:</i> Aquifers yield moderate to adequate supplies of fresh or brackish water.
San Juan :	Triassic to Cretaceous	Aquifers yield moderate supplies of brackish water.
		Same as in Mendoza province.
San Luis :	Quaternary	In alluvial fan deposits aquifers yield small to moderate supplies of water.
	Tertiary	<i>Pliocene:</i> Aquifers yield moderate supplies of water.
		<i>Miocene:</i> Aquifers yield adequate supplies of water.
Santa Fe :		Same as in Buenos Aires province.

Province	System	Ground-water conditions
Santiago del Estero :		In this province aquifers in formations from the Miocene to Quaternary, inclusive, generally yield brackish water.
Tucumán :	Quaternary	In alluvial fan deposits aquifers yield moderate supplies of water.
	Tertiary	<i>Pliocene:</i> Aquifers yield moderate supplies of water.
Formosa :		Aquifers in the Quaternary and Pliocene yield small to moderate supplies of brackish water.
Chaco :		Same as in Formosa province also including the Miocene.
La Pampa :		Aquifers in Miocene to Quaternary formations yield small supplies of water.
Misiones :		Same as in Corrientes province. Aquifers in melaphyre.
Rio Negro :		Generally aquifers in formations from the Cretaceous to Quaternary yield small to moderate supplies of water.
Chubut :	Quaternary	Aquifers practically absent.
	Tertiary	<i>Patagonic:</i> Aquifers yield moderate supplies of water of good quality. Aquifers unconfined.
		<i>Lower Miocene:</i> Aquifers yield moderate supplies of brackish water. Aquifers unconfined.
Santa Cruz :		Same as Chubut province.
Neuquén :		Same as Chubut province.
Federal Capital :		Same as Buenos Aires province.

COMMISSION DES NEIGES ET GLACIERS



## DEUXIÈME QUESTION — PROPRIÉTÉS PHYSIQUES

---

### EFFECTS OF CHINOOK (FOEHN) WINDS ON SNOW COVER AND RUNOFF

BY O. H. HOOVER.

---

#### SUMMARY

With particular reference to Alberta and Western Canada, the characteristics and effects of Chinook winds are discussed. A concise statement is given on the Phenomenon and Maintenance of these winds. An exposition is cited showing how moistureladen air at the Pacific Coast in winter may move easterly over the Continental Divide into a cold area and arrive as a dry air fully as warm as when leaving the coast.

An example of a Chinook which occurred in this area between March 17 and 24, 1939, is given and diagrams by meteorological and hydrological graphs illustrate the effect of this Chinook on snow cover and runoff. In the Appendix, meteorological data and daily weather maps, upon which the fronts have been plotted, show the initiation of this Chinook as the wind crossed the Rocky Mountains eastward. The text of this paper contains about 3000 words.

### COAST RANGE GLACIATION

BY W. A. DON MUNDAY,  
*Western Vice-President, Alpine Club of Canada.*

---

#### ABSTRACT

In part of the Coast Range of British Columbia a valley was still deeply invaded by an ice-tongue from remains of the Pleistocene Ice-Sheet on the Interior Plateau at a time when mountains of the Coast Range had returned to a condition of alpine glacierization comparable to that now in existence. Canyon-cutting took place beneath this Pleistocene ice-tongue and is taking place beneath glaciers of the present day.

## REPORT FOR THE UNITED STATES SECTION OF HYDROLOGY

### COMMISSION OF SNOW AND GLACIERS

*Physical Changes in Snow-Cover Leading to Runoff, Especially to Floods.*

R. W. GERDEL.

#### ABSTRACT

Technical papers and some unpublished data from a number of snow research laboratories established in the United States and from numerous other sources have been reviewed in this report.

The lack of a uniform definition and interpretation of technical terms applicable to snow research makes it difficult to resolve the opinions and conclusions of many authors into a factual analysis of the affect of the physical properties of the snowpack on runoff from melting snow or storm rainfall on the snowpack.

Most authorities agree that appreciable discharge of melt water from a snowpack does not occur until the pack becomes ripe. However, the term, ripe, does not appear to define a specific, or readily measurable condition of the pack. Various investigators have reported densities of from 25 % to 55 % for ripe snowpacks from which melt water was being discharged. Some reports discuss the homogeneous structure of a ripe pack while others indicate that there is little or no homogeneity present in a ripe pack at the peak of the melting season.

The liquid water storage capacity of a ripe snow of 40 % density has been reported to be as little as 3 % and as great as 50 % by weight of snow. Water transmission rates for ripe snow are reported as varying from 0.2 to 4.6 inches of snow per minute.

There appears to be a general opinion that new fallen, low density snow will effectively retard runoff from storm rainfall. However, reported experiments indicate that water will move through eleven inches of 10 % density snow in one minute while at 50 % density free water will move through only 4.6 inches of snow in one minute.

The conversion of the stellar, plate-like, or powder crystals associated with new fallen snow to the asymmetrical, single grain crystal as a part of the ripening process appears to be universally accepted.

It is possible that such metamorphosis can be attributed, in part, to the mechanical energy derived from the tension of surface films of water on the snow crystals. Reduction in the surface area of the snow crystals appears to be associated with a reorientation of the resulting asymmetrical crystals with a reduction in surface tension capacity, an increase in capillary capacity and a reduction in non-capillary voids in the ripe snowpack. The combined surface tension and capillary capacity of a ripe snowpack appears to be very low. Such a pack which contains an unfrozen water content of 12.8 % during the peak melting period of the day was found to contain only 0.7 % of free water the following morning under conditions where little or no freezing occurred during the night.

It is hoped that the several snow research laboratories which have been recently established in the western United States may solve some of the problems associated with the physical properties of melting snow and the relation to runoff from snow melt and storm rainfall on snow.

PRESSURE MELTING POINTS OF ICE  
AND THEIR CONTROL ON THE PROFILE  
OF GLACIATED VALLEYS

BY : JOEL E. FISHER.

---

Assuming that the temperature of ice, 20 meters or more below the surface of all temperate zone glaciers is always at the pressure melting point of ice at the point under consideration, and assuming that the vertical thickness of ice is, in general, greatest, up near the lower lip of the bergschrund, at the head of the cirque, the conclusion is reached that the actual temperature of ice, close to the bed of a glacier, is minutely *lower* than  $0^{\circ}$  C. in the upper reaches of a glacier, because the temperature of the melting point of ice decreases with increasing pressure.

Inasmuch as the temperature of the ice is exactly  $0^{\circ}$  C. at the snout, it follows that the temperature of ice in a glacier must decrease, gradually, from its snout, going up-glacier. Within reasonable

limits the plot of this temperature may be drawn as a straight line, on cross-section paper where the Y axis measures negative temperature, and the X axis measures stations along the path of the glacier.

Another graph, representing the static pressure at the bed of the glacier at each station may be superimposed on this plot; that pressure graph will further reflect hydrostatic head of the glacier, where extrusion flow processes obtain; and that pressure graph will obviously be a sinuous curve; if plotted to suitable scale, it can be so drawn as to cross and recross the temperature plot; each crossing marking a point where actual temperature of ice coincides with local pressure melting points.

Every area where the pressure curve is below the temperature plot will thus mark a region where the physical state of the ice is minutely over on the cold side of equilibrium of water and ice, where there is no melting, but regelation; conversely, every area where the pressure curve is above the temperature plot will mark a region where the physical state of ice is minutely on the warm side of equilibrium, where melting will develop.

Bearing in mind that the substantial latent heat involved in transition from water to ice acts as a heavy brake on any mass transition, retarding it by the slow conductivity of heat through ice to or from the outside, it nevertheless follows that the bed of the glacier will consist of ice, in some areas, on the soft side, in others on the hard side of "ice at the exact pressure melting point equilibrium"; cutting tools where overlaid by the first state, will have little cutting power, regardless of the static load overhead; cutting tools in the other hard area will have active cutting power.

The changes in this cutting power are thus correlated with the characteristic features of the profile of a glaciated valley—cirques, steps, etc. and are shown to be supported by this relationship of pressure melting point to any originally slight variations in depth of ice overlying such areas.

The existence of the so-called cirque-niveau, in any one region, is also explained, on the same principle, integrated with locally constant climatic altitudes.

## SUR LA DIMINUTION PAR FONTE ET ÉVAPORATION DE LA COUCHE DE NEIGE DES ALPES

par Marcel de QUERVAIN,

*Institut fédéral pour l'étude de la neige  
et des avalanches, Davos/Weissfjuhjoch, Suisse.*

### RÉSUMÉ

A l'institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches, des recherches furent entreprises sur la diminution de la couche de neige en dessous de la limite du névé et sur l'écoulement de l'eau fonte. Il s'agit en premier lieu d'observations, de mesures et de calculs établissant *le bilan de la quantité de chaleur* d'un champ horizontal de neige avant et pendant la fonte. Des données sur la part de la chaleur totale absorbée et émise par *radiation* proviennent d'une publication antérieure de la commission suisse pour l'étude de la neige et des avalanches (O. Eckel et C. Thams). *L'échange directe de chaleur* entre la neige et l'air est difficile à mesurer et à calculer; pour l'évaluer, le coefficient de transmission de chaleur  $\alpha = 5,3 + 3,6 \cdot v$  (kcal/m<sup>2</sup>hC°) fut utilisé, où  $v$  est la vitesse du vent en m/sec. (Jürges). *Le courant de chaleur du sol* à la couverture de neige fut établi d'après le gradient de la température des couches inférieures de neige. *L'évaporation et la condensation* influencent la diminution de la couverture de neige en changeant la contenance de chaleur et la quantité de neige. Plusieurs séries de mesures d'évaporation montrent de grandes différences de quantités évaporées suivant si la surface est au soleil ou à l'ombre. Par exemple le tableau suivant, établi par des mesures et des évaluations, donne le bilan de la quantité de chaleur d'une journée claire d'avril :

Radiation diurne absorbée .....	+	240	cal/cm <sup>2</sup>
Radiation nocturne émise .....	—	80	—
Chaleur provenant de l'air.....	+	65	—
Refroidissement causé par l'évaporation (pour 1,3 mm. d'eau) .....	—	88	—
Chaleur provenant du sol .....	+	0,5	—
Augmentation de la contenance de chaleur.....	+	137,5	cal/cm <sup>2</sup>
Production de l'eau de fonte au maximum 17,3 mm.			

Une étude théorique et expérimentale de *la conductibilité de la chaleur* de la neige permit de vérifier plusieurs données de la littéra-

ture du sujet. De plus, il était intéressant d'établir dans quelle mesure l'air des pores de la neige contribue au transport de la chaleur. La pénétration dans la neige de variation périodiques de la température de surface fut calculée à l'aide du coefficient connu de conductibilité de chaleur (variation diurne); de même la pénétration d'un changement brusque de la température extérieure. Les températures naturelles des différentes couches de neige d'un champ d'observation furent enregistrées au cours de tout un hiver. La conductibilité de la chaleur dans la neige humide se limite au transport de chaleur par les pores et par l'infiltation de l'eau fonte. Lorsque la surface de la couverture de neige fond, l'eau de fonte est l'agent principal de la transmission de chaleur. *Le regel* de la neige humide se fait d'après la loi de la conductibilité de la chaleur. A la limite inférieure de la couche qui règle, une partie de la chaleur est absorbée pour la solidification de l'eau. A température constante de la surface de neige, cette limite inférieure de regel se déplace théoriquement en profondeur d'après la loi  $z = A\sqrt{t}$ . ( $z$  = profondeur de la limite du gel en dessous de la surface de la neige,  $t$  = temps,  $A$  = coefficient dépendant de la qualité de la neige et de la température.)

Une série d'expériences en laboratoire sur de la neige humide établissent sa *capacité en contenance d'eau*, sa *perméabilité à l'eau* et son *freinage à l'écoulement*. Un calorimètre électrique fut utilisé pour déterminer la contenance d'eau, où l'humidité absolue de la neige F fut obtenue avec une erreur  $\Delta F = \pm 1,5\%$ . La contenance de l'eau en état d'équilibre dans la neige dépend uniquement de la structure de cette neige et varie de 5 à 30 % du poids. Si l'on arrose la surface supérieure d'un échantillon de neige avec de l'eau (de 0°), l'écoulement à la base se fait avec un certain retard et se continue pendant longtemps en diminuant d'intensité. La vitesse de suintement n'est pas seulement fonction de la qualité de la neige mais aussi de la quantité d'humidité. Le freinage de l'écoulement de l'eau dans la couverture de neige peut être ainsi évalué d'après les résultats de ces expériences.

Les phénomènes de la contenance de chaleur d'une part et de l'écoulement de l'eau d'autre part, étudiés séparément, caractérisent d'une façon générale la dissolution de la couverture de neige. Les conditions alpines régissent la succession de ces phénomènes de sorte que la fonte de la neige varie suivant le développement de la radiation sur les pentes ensoleillées ou à l'ombre et l'influence de l'altitude. L'ablation se prolonge ainsi pendant plusieurs mois et l'eau de fonte s'écoule en général régulièrement sans provoquer d'inondation.

## DER WASSERABFLUSS IN EINEM GLETSCHERTAL

Dr R. STREIFF-BECKER.

---

In a glaciated valley we can discern three zones supplying the glacier stream with water.

I. — The upper zone from the peaks to the bergschrund, which furnishes almost no water. Rain is very seldom and is absorbed by the deep dry snow. The little water produced by melting during the day freezes again at night.

II. — The middle zone from bergschrund to the firn line is the birthplace of the glacier stream. Rain and water from melted snow and ice are sucked down into the firn snow, forming layers of black ice beneath the surface, on which the water melted during the day runs downwards, sometimes falling into crevasses or glacier mills, and forms the glacier stream on the glacier bed. In addition, a little water is produced from ice melting in consequence of the warmth of the earth and the movement of the ice; this occurs as soon as the ice is more than 30 metres thick (in the Alps).

III. — The lower zone from the firn line to the end of the glacier tongue furnishes water throughout the whole year.

Even in winter water runs from big glaciers because of heat from the earth and the ice movement in the middle zone II, where ice movement is rather in winter than in summer, will produce sum water. Rain water from the surrounding slopes runs through marginal crevasses to the subglacier stream, mostly however beyond the terminal moraines. In summer water is abundant. To the rain water is added the water melting from the surface. At night the amount of water formed by melting is much less, while during the day it increases. Should a thunder storm with much rain occur on a very hot day when much water has been produced from the melting ice, it is possible that the channels within the glacier cannot absorb all the water, so that hydraulic pressure increases and the ice mantle may burst and thus cause a devastating flood. The erosive power of a glacier stream is considerable, since the water from a glacier is loaded with sharp detritus.

## BRITISH HYDROLOGY SUB-COMMITTEE

---

### REPORT ON SNOW AND GLACIERS

---

REPORT BY CAPTAIN W. N. McCLEAN.

Subject No. 2. — Flooding due to the melting of Snow and Ice.

There is little reliable information as to snowfall on areas, and no good snow gauge appears to be available.

Fifteen years' of record on the Aberdeenshire Dee show, during the months of March and April, an average excess of 1.0 inch of Run-off over a Rainfall of 5.4 inches in the two months. On the rivers of the Ness and Lochy basins, February, March and April together give an average excess of about 0.3 inch on a total Rainfall of 16 to 20 inches. On the Dee, in March 1946, three days with maximum temperatures of  $52^{\circ}$  gave a total Run-off of 1.39 inches, with a peak at the rate of about 0.8 inch per day; and the accompanying rainfall may have totalled 0.2 inch in the three days.

The cold spell from January to March of 1947 resulted in serious floods on the Great Ouse, on the Trent and on the Lee. Estimates of the snow cover have been made; and the melting of this surface storage could not be absorbed by the storage areas available and resulted in serious flooding. As yet, there is no actual continuous record of Rainfall, Run-off and storage during this period; and on these large areas the measurement of Rainfall or Snowfall is no easy matter.

Good figures should be available for many water supply areas, where there is ample storage in Reservoirs. Also, small natural lakes, near the source of rivers, should provide good figures, with the necessary equipment and record.

---

## TROISIÈME QUESTION — TEXTURE

### CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DU GRAIN DE GLACIER

par

André RENAULT, *Professeur.*  
*Commission Helvétique des Glaciers.*

*(Congrès d'Oslo de la Commission internationale  
de la neige et des glaciers).*

La glace de glacier est formé de « grains » de glace dont chacun est un cristal du système hexagonal, mais de surface irrégulière. Enchâssés les uns dans les autres, sans orientation privilégiée de leur axe principal, du moins dans les glaciers alpins, ils forment à une température inférieure au point de fusion une masse si compacte, qu'un choc produit une cassure conchoïdale qui ne tient pas compte des surfaces de contact. Mais la fusion de cette glace commence toujours à la surface des grains, dissociant les cristaux qui, plus tard, se séparent complètement. Il en résulte que dans un glacier dont la température est au voisinage du point de fusion, la masse perd sa compacité et devient un agrégat de cristaux séparés à leur surface par un « film » liquide.

Les grains de glacier ont ainsi une structure physico-chimique hétérogène, à l'étude de laquelle l'auteur a apporté une contribution en soumettant la glace à la fusion fractionnée sous l'action d'un rayonnement. Les premières tranches d'eau recueillies sont issues de la surface des grains et possèdent une conductivité électrique beaucoup plus élevée que les dernières tranches d'eau provenant du centre des grains. L'analyse de plus de 50 échantillons montre que, sans exception, *la glace de glacier est l'association d'un cristal de glace pure et d'une saumure adhérente.*

Ces résultats sont une vérification expérimentale directe de la théorie de Buchanan (1908) sur la glace naturelle, et des idées de Quincke (1905).

D'autre part, ces observations sont susceptibles d'apporter une contribution nouvelle au problème de la croissance du grain de glacier.

En effet, l'élimination de la pellicule saline entre deux cristaux voisins doit faciliter leur coalescence. Dans ce phénomène qui a le caractère d'une soudure autogène, l'orientation des cristaux, la température du glacier et la pression jouent un rôle qui reste à définir plus complètement.

---

#### 4<sup>o</sup>) HORS SÉRIE.

---

### LA GENÈSE DE LA GLACE FLOTTANTE

RÉSUMÉ DU RAPPORT DE L'INGÉNIEUR DIPLOMÉ J. LAMBOR  
(POLOGNE)

---

L'ingénieur J. Lambor (Pologne) traite dans son rapport « La genèse de la glace flottante et son apparition sur les cours d'eau de l'Europe centrale appartenant au bassin Baltique » la question de la glace flottante, du fraisil et de la glace de fond sur les voies navigables, surtout du bassin de la Vistule et de la Odra. Puisque l'apparition subite du fraisil sur les voies navigables peut produire des grands dégâts dans la navigation et l'aménagement des eaux — la constatation de la prévision de l'apparition de la glace flottante serait très importante. Mais pour constater les principes de cette prognose il faut se rendre compte des causes et du cours de ce phénomène.

L'auteur cite toutes les théories concernant la formation de la glace flottante, les soumet à la critique, il approfondit spécialement la question de la formation de la glace de fond, causée par le rayonnement terrestre et la formation de la glace flottante dans toute la masse de l'eau courante. Il présente ensuite les résultats détaillés des observations et des études du problème de la formation de la glace flottante et de l'apparition du fraisil sur la Warta près Poznan (affluent droit de la Odra). Ces observations se composaient de l'étude de la consistance physique de l'eau dans les cours d'eau et dans le fraisil, quant à la consistance des suspensions, de même que les études microscopiques dans le moment de l'apparition du frai et aussi quelques semaines avant et après cette apparition. L'auteur vient à la résolution suivante de la genèse de la glace flottante :

« Le fraisil se forme dans toute la masse de l'eau courante; il est

causé par le rayonnement sombre des suspensions dans l'eau — et c'est ici qu'il faut voir la cause principale de la formation de la glace flottante. La glace de fond se forme en même temps par cause du rayonnement nocturne sur certains endroits; elle monte à la surface de l'eau et flotte aussi sous la forme de glace flottante, mais en quantités plus petites. La glace de fond apparaît sur la surface de l'eau plus tard que la glace flottante, qui s'est formée de la masse de l'eau. La participation de la glace flottante, qui se forme de la masse de l'eau par la convection de l'air froid — est insignifiante. La plus grande intensité de la formation du fraisil est le premier jour de son apparition; à mesure que le fleuve se couvre de glace flottante — la formation du fraisil cesse. » Selon l'opinion de l'auteur, le phénomène de la glace flottante est en stricte relation avec le rayonnement froid.

L'auteur vient à la conclusion en étudiant l'apparition de la glace flottante sur les cours d'eau de l'Europe centrale du bassin de la mer Baltique — qu'elle apparaît dans une certaine alternative de l'est à l'ouest et c'est sur cette alternative, selon l'opinion de l'auteur, qu'il faudrait baser la prognose de la première apparition du fraisil, tout comme nous établissons la prognose des grandes eaux dans le cours d'eau inférieur sur la base des observations limnimétriques et ombrométriques dans le cours supérieur. L'auteur trouve que ce moyen, concernant la glace flottante, est plus sûr et amène au but plus vite, que les efforts faits jusqu'à présent. Selon les graphiques montrés par l'auteur, la Vistule est la rivière où la glace flottante paraît le plus distinctement et sa durée est la plus longue (56 jours) et non les fleuves de l'Europe orientale, qui se couvrent trop rapidement d'une couche de glace.

L'auteur tend en même temps à établir la nomenclature du fraisil, de la glace de fond et de la glace flottante, en séparant distinctement ces conceptions.

L'auteur fait la remarque, que les notations des phénomènes glaciaux dans les annuaires des États Baltiques ne sont pas exactes et uniformes, ce qui rend difficile l'étude de ce phénomène qui, par sa nature même, dépasse les limites d'un État. C'est pourquoi l'auteur trouve que l'Association Internationale de l'Hydrologie Scientifique devrait établir les principes de la publication uniforme des phénomènes glaciaux dans les annuaires hydrographiques, concernant la nomenclature de ces phénomènes, des signes conventionnels et de

l'exactitude des observations, faisant des propositions concrètes sur les pages de son rapport. Le rapport se termine par deux résolutions définitives :

1<sup>o</sup> L'Association Internationale de l'Hydrologie Scientifique reconnaît la nécessité d'attirer l'attention des savants hydrologues sur l'importance de l'élaboration de la prognose des phénomènes glaciaux sur les cours d'eau de l'Europe centrale du bassin Baltique.

2<sup>o</sup> L'Association Internationale de l'Hydrologie Scientifique reconnaît qu'il est bien à souhait d'indiquer dans les publications hydrographiques la température de l'eau par jour, du moins pour plusieurs emplacements du bassin d'un fleuve. Le mesurage de la température de l'eau par la chaleur de l'eau au-dessous de 2<sup>o</sup> C doit être rendu plus exact — jusqu'à 0.01<sup>o</sup> C. En outre, il est nécessaire d'augmenter l'exactitude de l'indication des phénomènes glaciaux en ce qui concerne le temps de l'apparition ainsi que de la sorte du phénomène en introduisant des symboles uniformes. De même, il faut indiquer le commencement d'un phénomène avec exactitude jusqu'à une heure.

## BRITISH HYDROLOGY SUB-COMMITTEE

---

### REPORT ON SNOW AND GLACIERS

---

REPORT BY Mr. G. SELIGMAN

ON

PROGRESS OF GLACIOLOGICAL RESEARCH IN GREAT BRITAIN

---

### SUMMARY

Glaciological research has been resumed since the war ended, but only on a small scale. The Association for the Study of Snow and Ice has been re-named « The British Glaciological Society ». It publishes the Journal of Glaciology, which is sent all over the world. The Society undertakes field work and has organised a Glacier Physics Committee.

# INTERNATIONAL ASSOCIATION OF HYDROLOGY

*Commission on Snow and Glaciers*

*Oslo Assembly 1948*

## RECENT GLACIOLOGICAL INVESTIGATIONS IN SWEDEN

BY

Dr. H. W. SON AHLMANN, PROFESSOR, STOCKHOLM.

### SUMMARY

The Swedish glaciers have been in recession during the last decades.

The Karsa Glacier (1,95 km<sup>2</sup>), situated on 68°20' N and 18°20' E, is the only one which has been measured since the beginning of this century. After surveying and introductory investigations in 1925-26 according to Ahlmann's principles (Ahlmann, London 1948), the studies were continued by C. C. Wallén in 1942-46 by an enlarged programme.

The mean annual recession of the glacier was in 1909-39 3,4 m. and in 1939-47 7,7 m. The lowest part — between 800 and 900 m. above sea level — has decreased from 0,15 km<sup>2</sup> in 1925 to 0,04 km<sup>2</sup> in 1944.

The decrease in volume of the glacier has been estimated as 1,2 mill. m<sup>3</sup> of water pr km<sup>2</sup> pr annum between 1926 and 1943.

The regime of the glacier appears from the following table (all figures in mill. m<sup>3</sup> of water):

Budget year	Accumulation	Ablation	Total regime	Net loss
1941-42	2,3	3,9	6,2 (= 3,1 pr km. <sup>2</sup> )	1,6 (= 0,8 pr km. <sup>2</sup> )
1942-43	3,7	4,1	7,8 (= 3,9 " )	0,4 (= 0,2 " )
1943-44	3,6	3,9	7,5 (= 3,3 " )	0,3 (= 0,2 " )
1945-46	3,5	--	--	--

The studies have mainly dealt with the relation between ablation and different meteorological factors. During all periods of investigations (involving four periods in the beginning of the ablation season, three during the middle of the summer, and one in early autumn) the total insolation, ablation, temperature, humidity and wind have been recorded. Furthermore, observations series exist

for the variation of temperature, humidity and wind in the air layer nearest the snow surface.

It has been stated that the variation with height of the different meteorological factors is much more complicated over a small glacier like the Karsa than over a plateau glacier like Isachsen Plateau in West Spitsbergen where the same problem has been previously studied by Sverdrup (Sverdrup 1935). The wind and temperature vary over the snow surface according to different laws, and the temperature gradient is dependent on the local weather conditions as well as on the character of the airmass to a much greater degree than was previously surmised. It is, therefore, necessary to adopt new interpolation formulas for the variations in temperature and wind, when calculating the transportation of heat to the snow or ice surface.

Preliminary studies have given the following results:

Time	Melted owing to radiation income	Evaporated owing to radiation income	Melted owing to convection	Melted owing to condensation
17.5-11.6 (snow)	61 %	2 %	33 %	4 %
20.6-10.7 (snow)	49 %	0 %	36 %	15 %
19.7-17.8 (snow)	30 %	0 %	48 %	22 %
19.7-17.8 (ice)	51 %	0 %	33 %	16 %

It should be emphasized that the figures for the radiation have probably to be lowered by a few percent, and those for the convection and condensation raised, but this will have no influence upon the general results. It is interesting to find that the evaporation is small.

We have also been able to show how the importance of convection and insolation changes with different types of air mass.

In general the convection must have the greatest importance for the ablation and thus for the recession of the glaciers during the last decades.

The results of these studies will be published in 1948 or 1949.

The Stor Glacier (3,3 km.<sup>2</sup>), facing eastward in the Kebnekaise massif, situated on 67° 50' N and 18° 30' E has since 1945 been systematically investigated under the direction of V. Schytt, and in accordance to Ahlmann's principles (Ahlmann, London, 1948).

The mean annual recession was in 1922-44 8 m.; in 1945-46 17 m. and in 1946-47 22 m.

The decrease in volume between 1922 and 1946 is estimated as being 70 mill. m.<sup>3</sup> of water, or on an average 2,8 per year (= 0,8 per km.<sup>2</sup>).

The accumulation amounted in the budget year 1945-46 to 3,5 mill. m.<sup>3</sup> of water, in 1946-47 to 3,2 mill. The latter figure is based on a great number of shafts and on more than 1000 soundings.

The regime of the glacier was (in mill. m.<sup>3</sup> of water):

Budget year	Accumulation	Ablation	Total regime	Net loss
1945-46	3,5	5,5	9,0 (= 2,7 pr km. <sup>2</sup> )	2,0 (= 0,6 pr km. <sup>2</sup> )
1946-47	3,2	9,6	12,8 (= 3,9 " )	6,4 (= 1,9 " )

The rate of movement is determined by 30 stakes bored into the snow or ice. On the axis of the middle part of the glacier tongue the values was 14 m. from August 1946 to August 1947; the winter figures here were 50 percent less than the summers'.

The air temperature was recorded on the uppermost part of the glacier (1480 m. above sea level), on the side of its margin (1140 m.) and at 680 m. About 200 ablation values, varying between 1 and 12 cm. of water per 24 hours, from different parts of the glaciers will be correlated with the temperature on the respective parts, varying between 3° and 11° C.

The course of the temperature in the snow cover has been examined for determining the coefficient of heat conductivity, the rechrystallization and redeposition of fluid water in the snow. Apart from melting occurring on the snow surface there is probably also an internal melting.

The Rabot Glacier (4,4 km.<sup>2</sup>) facing westward in the same massif, had a decrease in volume between 1922 and 1946 of about the same magnitude as that the Stor Glacier, but its annual regime is less of the Stor.

The Kebnekaise massif is crested with a small, ridgeshaped glacier, forming the highest point in Sweden. This glacier has also diminished; its top from 2123 m. above sea level in 1902 to 2114 m. (or possibly less) in 1947.

The investigations in Kebnekaise are planned to be considerably enlarged in 1948.

LITERATURE.

Ahlmann, H. W. : son u. Tryselius, O. : Der Kärsa-Gletscher (1925-1926). *Geografiska Annaler*, Stockholm, 1929.

Ahlmann, H. W. : son u. Lindblad, Th. : Die Grössenveränderungen des Kärsajökels, 1909-1929. *Geogr. Annaler*, Stockholm, 1940.

Schytt, V. : Glaciologiska arbeten i Kebnekajse, Ymer, Stockholm, 1947.

Ahlmann, H. W. : son, Glaciological Research on North-Atlantic Coasts. Monographs, I, Royal Geographical Society, London, 1948.

Sverdrup, H. U. : The Ablation on Isachsen's Plateau. *Geogr. Annaler*, Stockholm, 1935.

DESCRIPTIVE AND QUANTITATIVE CLASSIFICATIONS  
OF VARIOUS CONDITIONS PERSISTING  
IN SNOW AND ICE DEPOSITS

BY

ROY E. LUNDQUIST,

*Hydrologist, U. S. Department of Commerce, Weather Bureau.*

---

The need has long been recognized for adopting some standard method of classifying or defining the various conditions which are known to persist in snow and ice deposits. Accordingly, the following suggested outline was first proposed by the author on September 14, 1942, to the U. S. Weather Bureau as a continuation project to supplement the official definitions and symbol classifications relating to hydrometeors. The major purpose of this proposal was to bring about some form of standardization in the various programs relating to snow research and observation by both professional and lay observers. If such a proposal could be decided upon, it was believed that snow and ice observations and reports made by various agencies could be understood more readily by everyone because the definitions would be uniform and specific. Application of the descriptive terminology when understood in terms of quantitative definitions would assist in classifying data relative to the many problems which arise from snow and ice conditions as they affect skiing, snow removal, snow-melt contribution to streams, insu-

lation for ground surfaces and crops, evaporation and sublimation, snow surveys or simple observations for climatological records, and many others.

In the absence of proper equipment and professional techniques in observation, the reporting of snow conditions by ordinary observers who have studied or been trained in these definitions could form the basis of important deductions about snow density and probable water content, which information is highly pertinent to flood forecasting as well as water supply forecasting and analysis.

The outline suggested herewith is an improved arrangement of a system of notation used in field investigations of snow conditions in the U. S. Weather Bureau Big Cottonwood, Utah, Special Snow Studies Program and in a cooperative Snow Stability and Safety Program at the ski area in Little Cottonwood, Utah, at elevations varying from 4500 to 10,000 feet m. s. l. Symbols and group numbers are assigned to conform with the desirable practice of using condensed methods of recording observations and for simplicity in the transmission of reports. For further simplicity a code could be worked up to satisfy most or all classifications. After working with a copy of the definitions at hand, an observer readily masters, almost from memory, the various conditions that persist from day to day in snow.

The resort to a quantitative definition of the various snow classifications in terms of hundredths of an inch or in wire gage is simply to tie down arbitrarily some definite points of change from one classification to another. The grading of snow structure according to grain size seems most logical. When the grains are fused or consolidated into crusts or solid ice the grain structure is no longer defined.

The degree of compactness of the snow or ice structure is most readily represented by density compared to an equal volume of water at 4° C, standard conditions. A more extensive field check of the density brackets was undertaken at Soda Springs, California, but final report has not been made. The assigned densities are therefore provisional and are based on numerous observations made in freshly dug snow trenches in snow covers varying from a few inches up to 100 inches in depth, and at various periods of the fall, winter and spring months in the Wasatch Mountains of Utah.

The quality definition shows presence of melt-water. The technique for determining snow quality has been presented by Walter T. Wilson, in his paper entitled "Some Factors in Relating the Melting of Snow to its Causes" published on pp 33 to 41, Central Snow Conference Proceedings, volume I, December, 1941. Quality is defined as the percentage of ice in the mixture, recognizing snow as a mixture of water and of ice particles.

## ROLE DE LA NEIGE DANS LES CRUES

*par*

MAURICE PARDÉ,

*Professeur à l'Université de Grenoble.*

---

Un très grand nombre de crues désastreuses sont attribuées à tort aux fontes de neige, ou tout au moins le public et trop d'auteurs mal informés exagèrent fréquemment le rôle de ce facteur dans des cas où il a été secondaire voire insignifiant, où il a fourni par exemple 5 à 20 % du volume liquide de l'intumescence. Ces erreurs proviennent presque toujours d'incompétence sur les quantités d'eau nécessaires à la genèse des grandes crues et sur les volumes effectifs de neige qui ont pu y participer. On oublie trop facilement que telles ou telles inondations (Ain, Rhône avant Lyon, Tarn, Lot, lors de maintes intempéries hivernales, rivières lorraines en décembre 1947) mettent en jeu des volumes équivalant à 100-125-150 millimètres sur la totalité des bassins respectifs et que la neige a pu fournir, d'après les évaluations les plus larges, 5, 15-30 mm. d'eau de fusion et encore on ne prend pas garde que si 50 centimètres de neige fondent sur le quart ou le dixième d'un bassin fluvial pendant qu'il tombe sur cette zone restreinte 100 à 150 mm. de pluie et que le reste de la surface réceptrice reçoit 50 à 100 mm. d'après des calculs arithmétiques démentant la part de la fonte dans la genèse de la crue a été médiocre ou minime.

On doit encore savoir que la fonte de grosses quantités de neige dans les bassins de haute montagne peut rarement se précipiter de façon à produire une très grande crue. Car les différences de température voulues par les inégalités d'altitude font que la fusion met des

semaines voire des mois à se propager du bas vers le haut et ne peut être simultanée sur une très large fraction de la surface réceptrice. Cet échelonnement n'a certes point lieu sur les bassins où règne le régime nival de plaine (Volga, Dnieper, etc). La faible différenciation du relief entraîne alors une fonte massive en peu de jours ou, au plus, de semaines, sur la totalité de la surface, d'où des crues printanières relativement encore plus brutales et pointues que celles des rivières nivales de montagne qui remplacent des phénomènes violents par de gros débits durables.

Lorsque le bassin, presque entièrement montagneux, peut au début de l'automne, recevoir une épaisse couche de neiges précoces et que, d'après la répartition hypsométrique des réchauffements brusques accompagnés de pluie peuvent envahir les deux tiers ou les trois-quarts de la surface totale, la liquéfaction de la neige contribue à l'intumescence dans une proportion totale (jusqu'à 30-40-50 % peut-être) lors des grandes inondations de Grenoble par l'Isère, en novembre 1657, décembre 1740, novembre 1859, etc.). De même dans les Appalaches du Nord en mars 1936, le Connecticut et le Merrimack ont dû environ la moitié de leur formidable débit à la neige. Mais nous ne connaissons pas de crues d'automne ou d'hiver considérables dues à la seule action de vents chauds. Cependant, en contrepartie à ces aggravations par la fonte, la rétention nivale au delà de certaines altitudes étouffe ou réduit de beaucoup une quantité de crues. Maintes villes riveraines de cours d'eau épars de hautes montagnes deviendraient inhabitables sans ce phénomène et en saison chaude surtout au début de celle-ci.

La rétention nivale atténue encore une quantité de marnira issus des Alpes par exemple où la fraîcheur qui accompagne généralement les pluies d'avril jusqu'à juin s'oppose plus ou moins complètement à la fonte des neiges existant sur les hauts sommets à cette date.

Pour conclure, on reconnaîtra que la fonte nivale même lorsqu'elle ne contribue que pour 10, 15 à 20 % au débit maximum peut cependant exercer une influence catastrophique dans les cas où ces pourcentages correspondent précisément aux excédents hydriques sans lesquels l'inondation ne serait point un désastre.

## SNOW CONDITIONS IN THE HAJDUSÁG AND NYIRSEG

Publication of the Hungarian Institute for Meteorology and Terrestrial Magnetism, № 20., Budapest, 1947, 28 pp.

BY M. KÉRI.

The author undertakes a comparison between snow conditions in the territories of the Hajduság and Nyirség, the latter being a typical land with sandy soil. The data used are drawn from observations made at 17 meteorological stations during the 15 winters 1925-1926 to 1939-1940.

In the above named territories a snow cover lasting 3 to 6 weeks is a normal one. The most frequent duration is of 4 to 5 weeks. Snow covers are, in general, more durable in the Nyirség as compared with the Hajduság.

The snowyest month of the year is January, and, in second place, December and February. During November and March, a snow cover is very exceptional.

On a chart, the average duration of snow cover is given in days. More uniform snow conditions are found in the Hajduság as compared with the Nyirség.

The earliest day in the winter season yielding a lasting snow cover is observed between the 1st and the 19th December. The latest day with a continuous snow cover falls between February 4th and March 5th. The interval comprised between those days has nearly the double length of the actual duration of snow cover. This interval is greater in the East than in the West, one-third of the difference appearing at the beginning of the season, and two-thirds at its end.

Average thickness of the snow layer amounts in the Hajduság to 5-6, in the Nyirség to 6-8 cm. The daily mean curve of snow thickness presents two maxima, one in the middle of January, and another at the end of February.

The difference of snow conditions on the Hungarian great plains must be attributed, primarily, to differences in the soil, secondly, to orographical influences, and only in minor part to actual temperature differences.

## THE COOPERATIVE SNOW INVESTIGATIONS PROGRAM: ITS OBJECTIVES AND OPERATIONS

M, FORREST L. RHODES and M. WALTER T. WILSON

---

### I. — OBJECTIVES

In recognition of the influence of snow on forecasting stream flow and on the planning, design, and operation of flood control and multiple purpose projects in the mountain regions of the United States there was initiated in 1945 by the Weather Bureau and the Civil Works Division of the Corps of Engineers, on a cooperative basis, a comprehensive snow investigation program to:

- A.—Determine a practicable and reliable method of evaluating the maximum stream flow which may be produced by snow melt, or by combined snow melt and rain;
- B.—Develop a practicable and reliable method of forecasting seasonal and short-term stream flow, including floods, resulting from snow melt or combined snow melt and rain;
- C.—Expand our basic knowledge of the hydrodynamic and thermodynamic characteristics of snow through a program of fundamental scientific research;
- D.—Increase our knowledge of meteorological, climatological and hydrologic phenomena as they influence A, B, and C, above.

The accomplishment of these objectives applies to limiting factors in design of flood control structures and spillways of all types of dams; flood warning; and allocation of water resources for industrial, irrigation, municipal, power and other purposes.

### II. — FIELD INSTALLATIONS

There are three intensively instrumented field laboratories or study drainage basins, established as follows:

- A.—Central Sierra Snow Laboratory, a four-square-mile drainage basin, located in the Sierra Nevada near Donner Summit, California, 1945;

B.—Upper Columbia Snow Laboratory, a twenty-square-mile drainage basin, located in the Northern Rocky Mountains near Glacier Park, Montana, 1945;

C.—Willamette Basin Snow Laboratory, an eleven-square-mile drainage basin, located in the Cascade Range forty miles east of Eugene, Oregon, 1947.

In addition to standard first order Weather Bureau observations, at each headquarters, the following special observations are taken:

Incident and reflected sun and sky radiation;

Snow and soil temperature profiles;

Soil moisture profiles;

Temperature, humidity, and wind speed and direction at thirty and fifty feet above the ground; and Performance of different types of precipitation gages.

In addition to the central installations at the headquarters, the areal distribution of elements throughout the basin is sampled weekly as follows;

Snow depth, water equivalent and density at thirty stations;

Storage precipitation gages at eight of these stations; and at five more of the thirty stations:

Precipitation recorders;

Wind travel totalizers; and

Temperature and humidity recorders.

Other observations include:

Vertical overlapping aerial photographs of the changing snow pattern at five times during the melting season;

Photographs of moisture-tracing dye in the snow pack;

Radiation penetration into the snow;

Water retention and liquid water component of the snow; and  
Classification of the physical properties of the snow.

### III. — PROCESSING AND ANALYSIS OF THE DATA

The observational data are transmitted weekly to the Processing and Analysis Unit, in the Program Director's office at the South Pacific Division, Corps of Engineers, Oakland Army Base, Oakland 14, California. Here the data are appraised, transcribed, filed, and analyzed.

## OBSERVATIONS IN THE FIRN AND ABLATION REGIONS OF THE GREAT ALETSCH GLACIER

BY R. HAEFELI AND P. KASSER.

### ABSTRACT

In the firn region of the Great Aletsch Glacier systematic observations have been carried out since 1940 with the Jungfraujoch Scientific Station as centre. These studies aim at a coordination of all actually available methods of investigation by research work on a single, great Alpine glacier. Based on results obtained hitherto, certain conclusions can be made concerning firn augmentation, firn temperatures, long-term height variations of glacier surface and flow velocities at the surface and in the interior of the glacier.

Firn augmentation shows a very great increase with the altitude above sea level, as a gradient of 1.5 m. per 100 m. altitude difference was determined in the region of the Jungfraufirn. The insulating effect of a winter snow cover amounting in thickness from 6 to 10 m. in the upper marginal firn regions, might show a close connection with the fact that the pressure melting-point, respectively the 0°-isotherm, is situated at a slight depth below the firn surface and furthermore is subject to certain annual fluctuations, in spite of the relatively low mean annual temperature of—8° C.

The height variations of the glacier surface were determined at several points and sections during periods of 7 to 96 years. Since 1851 for instance, the firn shrinkage at a point near the firn line (2993 m.) amounted to a total of 30 m.; at another point (2789 m.) situated somewhat lower it amounted even to 52 m. At this latter point the glacier surface lowered about 0.20 m./year during the period 1851-1926 and about 0.71 m./year from 1926-1947. The progressive character of firn shrinkage during the past decades is also made obvious by the fact, that the annual loss of the surface height amounted to 0.41 m. at a high point of the Jungfraufirn (3350 m.) during the period of 1926-1946, to 0.72 m. during the period 1941-1947 and even to 2.50 m. in the extreme year of 1946-1947.

Apart from the hydrological importance of this excessive glacier shrinkage, the question arises whether the present still progressing uplift of large glacier regions—as in Scandinavia and Greenland—

are really caused only by the plastic after-effects of ice melting since the glacier era, or whether a considerable part of these uplifts might not be correlated to elastic behaviour due to ice shrinkage, progressing now for about 100 years.

The motion conditions of the glacier were investigated from the Bergschrund down to some kilometers below the firn line. A horizontal creep diagram was obtained with the help of a tunnel, dug down to the rock above the Bergschrund. Below the Bergschrund the characteristic flow velocity-increase towards the firn line was confirmed, as well as the fact of the firn surface flowing faster in winter than in summer. Based on the flow velocities, furthermore, certain laws of crevasse formation were obtained. To answer the question whether the flow velocity is greater at the surface or in the interior of a glacier, the average surface velocity was determined at an adequate position (Concordia Section), and an endeavour was made to obtain the average cross-section velocity with aid of a quantity balance and seismic measurements of the section. The latter then proved to be considerably greater than the average surface velocity, namely about 300 m. instead of 165 m. a year. The opinion recently held by different authors, that flow is generally faster in the interior, has thus been confirmed.

## HORIZONTAL AGE DIFFERENCES IN GLACIERS

BY GEORGE J. HEINSHEIMER.

---

### ABSTRACT

Stress is laid on the fact that, because the movement is more rapid in the central part of a glacier tongue than at the sides, the ice in the central part of any cross section is younger than that at the sides.

It follows that when a period of high temperatures and reduced snowfall sets in, the central part of the ice tongue will receive less nourishment from the névé basin than before, and will grow thinner. But the sides of the glacier, still containing the ice from the preceding fat years, will not be materially reduced in thickness (it being assumed that the glacier is equally affected by ablation over its entire breadth), and so the ice tongue acquires a concave cross profile.

If, on the other hand, a warm and dry period is followed by a cooler and moister one, the opposite will take place. The central part of the ice tongue will increase in thickness and the cross profile will eventually become convex again. The change will be hastened by the fact that increased snow accumulation in the névé basin is bound to result in an acceleration of the flow movement.

It follows that there is no better method of ascertaining whether a glacier is about to increase or decrease in length than by leveling a profile line across the upper part of the ice tongue, preferably at or near the névé line.

The author applies this theory to the case of the Derecho Glacier, in the Cordillera de la Totora, of Argentina, whose two main branches formerly were thick enough to coalesce over a rock mass, which now is exposed above the ice as a rock island, as the result of the thinning of the ice during the dry period which has caused all the glaciers in the Cordillera to shrink during recent years.

---

## TABLE DES MATIÈRES

---

	Pages
<i>Commission de Limnologie</i> .....	5
<i>Commission de Potamologie</i> .....	17
<i>Commission des Eaux souterraines</i> .....	57
<i>Commission des Neiges et Glaciers</i> .....	105



